

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISTIQUES DES PRÉCIPITATIONS HIVERNALES ET
DES CONDITIONS ATMOSPHÉRIQUES SUR LA FACE
ORIENTALE DES ROCHEUSES CANADIENNES EN ALBERTA

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

PAUL RÉMI BRUNO VAQUER

MAI 2017

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.10-2015). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je voudrais tout d'abord remercier ma directrice de recherche Julie M. Thériault pour sa disponibilité tout au long de ces 2 années de maîtrise. Ses précieux conseils m'ont permis de mener à bien cette étude et également d'apprendre une méthode de travail efficace. Je la remercie également de m'avoir permis de participer à la mise en place et au déroulement de la campagne de mesure menée au printemps 2015 dans les Rocheuses Canadiennes et de pouvoir ainsi gagner de l'expérience sur le terrain, et ce dans une des plus belles régions du Canada.

Je me dois également de remercier mes collègues de bureau qui ont pu m'aider et me conseiller dans les moments de difficulté, notamment Ludovick S. Pelletier, Laurence Coursol, Housseyni Sankaré, Mélissa Cholette, Dominic Matte, Vanessa McFadden, Oumarou Nikiema et Aurélie D. Lapointe.

Enfin, je voudrais remercier du fond du coeur mes parents et ma sœur, lesquels m'ont toujours soutenu pendant ces 6 années passées à Montréal, et sans qui je n'aurais jamais pu vivre cette aventure unique !

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	vi
LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	xxi
LISTE DES ACRONYMES.....	xxii
LISTE DES SYMBOLES	xxiii
RÉSUMÉ.....	xxiv
CHAPITRE I.....	1
PROBLÉMATIQUE.....	1
1.1 Mise en contexte	1
1.2 Régions de transition pluie-neige	3
1.3 Types de précipitations	5
1.3.1 Caractéristiques des types de précipitations	5
CHAPITRE II	13
APPROCHE SCIENTIFIQUE	13
2.1 Campagne de terrain dans la vallée de Kananaskis en Alberta	13
2.1.1 Déroulement de la campagne de terrain	13
2.1.2 Instrumentation	15
2.1.3 Observations manuelles	16
2.2 Méthodologie.....	18

2.2.1 Détermination du type d'événement météorologique.....	18
2.2.2 Caractérisation des types de précipitations à la surface.....	19
2.2.3 Etude de la structure verticale de l'atmosphère	22
CHAPITRE III.....	31
ÉVÉNEMENTS MÉTÉOROLOGIQUES OBSERVÉS DURANT LA CAMPAGNE DE TERRAIN 2015	31
3.1 Analyse de la direction de propagation des précipitations au-dessus de la vallée de Kananaskis.....	31
3.2 Description des événements météorologiques	32
3.2.1 Exemples d'événements <i>descendants</i>	33
3.2.2 Exemples d'événements <i>ascendants</i>	35
3.3 Synthèse des caractéristiques des événements <i>ascendants</i> et <i>descendants</i> observés	37
CHAPITRE IV.....	47
CONDITIONS A LA SURFACE ET TYPES DE PRECIPITATIONS.....	47
4.1 Relation entre la température, l'humidité relative et le type de précipitations à la surface	47
4.2 Diagnostic et caractéristiques des types de précipitations.....	49
4.3 Lien entre les caractéristiques des types de précipitations à la surface et la direction du vent.....	53
CHAPITRE V.....	71
CONDITIONS ATMOSPHÉRIQUES À KES	71
5.1 Evolution temporelle des conditions atmosphériques associées avec les types de précipitations observés à la surface	71

5.1.1 Exemples d'événements <i>descendants</i>	71
5.1.2 Exemples d'événements <i>ascendants</i>	75
5.1.3 Constats.....	77
5.2 Statistiques de la structure verticale de l'atmosphère indépendamment de la direction du vent.....	78
5.3 Statistiques de la structure verticale de l'atmosphère associées avec les événements <i>descendants</i> et <i>ascendants</i>	81
CHAPITRE VI.....	102
DISCUSSIONS ET CONCLUSION	102
6.1 Discussions	102
6.2 Conclusion	110
ANNEXE A	113
Description des événements météorologiques observés durant la campagne de terrain 2015 dans la vallée de Kananaskis	113
ANNEXE B.....	135
Systèmes météorologiques synoptiques à 500 hPa.....	135
ANNEXE C.....	141
Comparaison entre T et HR mesurées par 2 stations météorologiques voisines au site KES.....	141
RÉFÉRENCES	155

AVANT-PROPOS

Ce projet de recherche se place dans un contexte de développement des connaissances dans le domaine de la microphysique des nuages, au sein du groupe de recherche de Julie M. Thériault, et plus précisément dans l'étude des caractéristiques des précipitations hivernales en terrains montagneux.

Les précipitations hivernales, à savoir la neige mais aussi les précipitations en phase mixte et la pluie ont un fort impact sur les activités et les infrastructures humaines. La tempête de verglas de 1998 dans l'est du Canada ainsi que les inondations de Calgary en 2013 sont parmi les événements météorologiques les plus catastrophiques de l'histoire du Canada, ayant engendré plusieurs milliards de dollars de dommages ainsi que des pertes humaines. De cela vient l'intérêt d'étudier les processus microphysiques amenant à la formation des différents types de précipitations, et ce plus particulièrement dans les régions de transition pluie-neige où les observations et les mesures permettent d'obtenir des informations précieuses sur les caractéristiques des nombreux types de précipitations hivernales et des processus microphysiques associés.

L'analyse en parallèle des données mesurées par les instruments et des données simulées par des modèles numériques est un outil puissant pour valider les résultats obtenus grâce aux paramétrisations choisies pour les simulations mais aussi pour mettre en évidence des mécanismes physiques sous-estimés voire inconnus.

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Carte géographique de la distribution des accumulations de précipitations (mm) à la fin de l'événement de précipitations extrêmes affectant la face orientale des Rocheuses en Alberta, entre le 19 et le 22 Juin 2013. (tirée de Liu et al., 2016)	8
1.2	Coupe transversale théorique d'une région de transition pluie-neige illustrant les processus microphysiques se produisant aux alentours et à l'intérieur de la couche de couche. L'axe x et y représentent respectivement l'étendue horizontale et verticale (km) de la région de transition pluie-neige (tirée de Stewart, 1992).....	9
1.3	Diagramme des conditions des environnementales associées à la croissance des cristaux de neige naturels de types variés (tiré de Magono et Lee, 1966).	10
1.4	Profils verticaux de température typiques associés (a) à la neige, (b) à la pluie et la neige mêlée et (c) à la pluie seule, dans des conditions idéalisées. Inspiré d'une étude de Stewart (1985).	11
1.5	Diagramme de l'humidité relative en fonction de la température à la surface associées aux observations de différents types de précipitations, dont la pluie (rond), les précipitations mixtes (croix et rond) et la neige (croix) (tiré de Matsuo et Sasyo, 1981).	12
2.1	Carte topographique de la région de Kananaskis, Alberta, et localisation des différents sites de mesure utilisés durant la campagne de terrain 2015. Ces sites sont Nakiska ski station (min : 1479 m – max : 2258 m au-dessus du niveau de la mer), la montagne Fortress (2050 m altitude au-dessus du niveau de la mer) et le site Kananaskis Emergency service (KES) situé à 1445 m au-dessus du niveau de la mer.	24

2.2	Système de mesure au site principal KES dans la vallée de Kananaskis, Alberta. De gauche à droite : pluviomètre Geonor placé dans un bouclier single Alter, antenne radio/GPS associée au système de radiosondage, OTT Parsivel 2 et Micro Rain Radar 2.	25
2.3	Diagramme schématisant le principe de la mesure d'un disdromètre optique, OTT Parsivel 2, avec les particules qui traversent le faisceau laser infra-rouge (en haut) et le signal correspondant reçu par le capteur (en bas). L'amplitude de la variation du voltage ΔU et du temps Δt est proportionnelle à la taille des particules (tiré de Löffler-Mang et Joss, 2000).	26
2.4	Mesures des conditions météorologiques en voiture à l'aide des stations météo portables Kestrels sur la route de <i>Fortress Mountain</i>	27
2.5	(a,b) Distributions bimodales de taille et de vitesse de chute des particules. (c,d) Macrophotographies des flocons (Hung, 2017) aux mêmes instants qu'en a et b, respectivement. Les panels a et c sont associés à l'événement du 4-5 avril 2015. Les panels b et d sont associés à l'événement du 11-12 avril 2015. En haut, l'étoile verte matérialise le CFM associé avec le type principal de particules parmi les distributions sur 5-min.	28
2.6	Séries temporelles des champs de (a) réflectivité équivalente Z_e , (b) des vitesses Doppler W , et (c) de largeur spectrale SW , mesurés par un Micro Rain Radar (MRR2) et associé avec l'événement météorologique du 28 mars 2015 au-dessus du site KES. L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les données brutes ont été traitées avec l'algorithme de Maahn et Kollias (2012). Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.	29
3.1	(a, b) Carte de réanalyses à la surface et (c, d) données de sorties des simulations du modèle GEM-LAM à la surface associés avec (a,c) l'événement du 28 mars 2015 à 2200 UTC et (b,d) avec l'événement du 4-5 avril 2015 à 0300 UTC. Le carré rouge sur les cartes de réanalyses représente approximativement la zone simulée par le modèle numérique.	39

3.2	Direction du flux de vent au-dessus de KES à différents niveaux d'altitude, déterminées à partir des simulations du modèle GEM-LAM à 2.5 km de résolution du 2 avril 2015. Les lignes en pointillé et les flèches représentent les périodes associées avec des précipitations observées à la surface.....	40
3.3	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 31 mars 2015. L'axe y sur le panel a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	41
3.4	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 18 avril 2015. L'axe y sur le panel a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	42
3.5	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 4-5 avril 2015. L'axe y sur le panel a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	43
3.6	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 25-26 avril 2015. L'axe y sur le panel a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.	44
4.1	Diagramme camembert du ratio (%) des types de précipitations observés à la surface pour tous les événements indépendamment de la direction du vent. Légende des couleurs : neige (gris), précipitations mixtes (rouge) et la pluie (vert).	56

- 4.2 Diagrammes camembert du ratio (%) des types de précipitations observés avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) associés aux événements (a) *descendants* et (b) *ascendants*. Légende des couleurs : neige (gris), précipitations mixtes (rouge) et la pluie (vert). 57
- 4.3 Le lien entre l'humidité relative, la température et le type de précipitations à la surface associé avec tous les événements sur lesquels les observations manuelles du type de précipitations ont été superposées. Les courbes en noir sont les humidités relatives et températures critiques pour la neige et la pluie. Les couleurs vertes, rouges et grises représentent, respectivement, la pluie, les précipitations mixtes et la neige..... 58
- 4.4 Le lien entre l'humidité relative, la température et le type de précipitations à la surface associé aux événements (a) *descendants* et (b) *ascendants* sur lesquels les observations manuelles du type de précipitations ont été superposées. Les courbes en noir sont les humidités relatives et températures critiques pour la neige et la pluie. Les couleurs vertes, rouges et grises représentent, respectivement, la pluie, les précipitations mixtes et la neige. 59
- 4.5 Comparaison des conditions à la surface associées avec tous les événements indépendamment de la direction du vent (global) et pour les événements *descendants* et *ascendants*. (a) diamètre des particules (mm), (b) vitesse de chute des particules (m/s), (c) température de l'air (°C) et (d) humidité relative (%) à la surface. La ligne rouge est la médiane, la boîte bleue représente les 25ème (Q1) et 75ème (Q3) percentiles et les lignes noires délimitent les valeurs se trouvant dans l'intervalle $[(Q1 - 1.5*(Q3-Q1)), (Q3+1.5*(Q3-Q1))]$ 60
- 4.6 Nombre d'échantillons utilisés pour le calcul des *CFM*, en fonction du nombre de particules détectées sur 5 min par le disdromètre optique. (a) Nombre total d'échantillons utilisés avec chaque bin correspondant à 50 particules et (b) nombres d'échantillons utilisés associés aux distributions possédant 1 à 100 particules avec chaque bin correspondant à 10 particules..... 61
- 4.7 Diagramme camembert du ratio (%) des types de particules diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour tous les événements indépendamment de la direction du vent. Légende des

	couleurs : pluie (vert), neige roulée (rouge), agrégats fortement givrés (cyan), agrégats givrés (jaune), neige sèche (violet), dendrites (gris).	62
4.8	Le lien entre l'humidité relative, la température et le type de précipitations à la surface associé à tous les événements observés sur lesquels les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) ont été superposés. Les courbes en noir sont les humidités relatives et températures critiques pour la neige et la pluie.....	63
4.9	Fraction des types de précipitations diagnostiqués selon le nombre et le diamètre des CFM calculés avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013), pour tous les événements indépendamment de la direction du vent.....	64
4.10	Caractéristiques des types de particules diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour tous les événements indépendamment de la direction du vent, notamment (a) le diamètre des particules, (b) la vitesse de chute des particules ainsi que (c) la température de l'air (°C) et (d) l'humidité relative (%) à la surface. La ligne rouge est la médiane, la boîte bleue représente les 25ème (Q1) et 75ème (Q3) percentiles et les lignes noires délimitent les valeurs se trouvant dans l'intervalle $[(Q1 - 1.5*(Q3-Q1)), (Q3+1.5*(Q3-Q1))]$	65
4.11	Diagrammes camembert du ratio (%) des types de particules diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) associés aux événements (a) <i>descendants</i> et (b) <i>ascendants</i>	66
4.12	Lien entre l'humidité relative, la température et le type de précipitations à la surface associé avec les événements (a) <i>descendants</i> et (b) <i>ascendants</i> sur lesquels les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) ont été superposés. Les courbes en noir sont les humidités relatives et températures critiques pour la neige et la pluie.....	67
4.13	Fraction des types de précipitations diagnostiqués selon le nombre et le diamètre des CFM calculés avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) dépendamment du type d'événement, (a) <i>ascendant</i> et (b) <i>descendant</i>	68

- 4.14 Conditions à la surface associées avec les types de particules diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour les événements *descendants* (rouge) et *ascendants* (bleu), notamment (a) le diamètre des particules (mm), (b) la vitesse de chute des particules (m/s), (c) la température de l'air à la surface (°C) et (d) humidité relative (%). De gauche à droite : pluie, neige roulée, agrégats fortement givrés, agrégats givrés, neige sèche et dendrites. La ligne rouge est la médiane, la boîte bleue représente les 25ème (Q1) et 75ème (Q3) percentiles et les lignes noires délimitent les valeurs se trouvant dans l'intervalle $[(Q1 - 1.5*(Q3-Q1)), (Q3+1.5*(Q3-Q1))]$ 69
- 5.1 Séries temporelles de profils verticaux de : (a) réflectivité équivalente (Z_e [dBZ]), (b) vitesse doppler (W [m/s]) et (c) largeur spectrale (SW [m/s]) associés avec (d) les observations manuelles du type de précipitations et (e) les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) lors de l'événement descendant du 31 mars 2015. L'axe y sur les figures a, b et c correspond à la hauteur (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 86
- 5.2 Profils verticaux de T (rouge) et T_d (vert) provenant de radiosondages effectués lors de l'événement *descendant* du 31 mars 2015 à (a) 2000 UTC et (b) 2300 UTC. La courbe en noir représente le profil vertical de température associé à l'environnement. La région en rouge pâle représente les couches de l'atmosphère associées avec une instabilité thermique de l'air. 87
- 5.3 Séries temporelles de profils verticaux de : (a) réflectivité équivalente (Z_e [dBZ]), (b) vitesse doppler (W [m/s]) et (c) largeur spectrale (SW [m/s]) associés avec (d) les observations manuelles du type de précipitations et (e) les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) lors de l'événement *descendant* du 18 avril 2015. L'axe y sur les figures a, b et c correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 88
- 5.4 Profils verticaux de T (rouge) et T_d (vert) provenant de radiosondages effectués lors de l'événement *descendant* du 18 avril 2015 à (a) 0500 UTC, (b) 0800 UTC, (c) 1100 UTC et (d) 2000 UTC. La courbe en noir représente le profil vertical de température associé à

- l'environnement. La région en rouge pâle représente les couches de l'atmosphère associées avec une instabilité thermique de l'air. 89
- 5.5 Séries temporelles de profils verticaux de : (a) réflectivité équivalente (Z_e [dBZ]), (b) vitesse doppler (W [m/s]) et (c) largeur spectrale (SW [m/s]) associés avec (d) les observations manuelles du type de précipitations et (e) les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) lors de l'événement *ascendant* du 4-5 avril 2015. L'axe y sur les figures a, b et c correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 90
- 5.6 Profils verticaux de T (rouge) et T_d (vert) provenant de radiosondages effectués lors de l'événement *ascendant* du 4-5 avril 2015 à (a) 2000 UTC et (b) 2300 UTC. La courbe en noir représente le profil vertical de température associé à l'environnement. La région colorée en rouge pâle représente les couches de l'atmosphère associées avec une instabilité thermique de l'air. 91
- 5.7 Séries temporelles de profils verticaux de : (a) réflectivité équivalente (Z_e [dBZ]), (b) vitesse doppler (W [m/s]) et (c) largeur spectrale (SW [m/s]) associés avec (d) les observations manuelles du type de précipitations et (e) les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) lors de l'événement *ascendant* du 25-26 avril 2015. L'axe y sur les figures a, b et c correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 92
- 5.8 Profils verticaux de T (rouge) et T_d (vert) provenant de radiosondages effectués lors de l'événement *ascendant* du 25-26 avril 2015 à (a) 2300 UTC le 25 avril 2015 et à (b) 0200 UTC le 26 avril 2015. La courbe en noir représente le profil vertical de T associé à l'environnement. La région en rouge pâle représente les couches de l'atmosphère associées avec une instabilité thermique de l'air. 93
- 5.9 Médianes et écarts-interquartiles des (a) champs de réflectivité équivalente Z_e , (b) vitesse doppler W et (c) de largeur spectrale SW associés avec tous les événements indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. L'axe y correspond à la hauteur (en m) au-dessus de la surface. La ligne épaisse correspond à la valeur médiane

- tandis que les lignes fines à gauche et à droite de la médiane correspondent aux 25ème et 75ème percentiles respectivement. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 94
- 5.10 Fréquence d'occurrence (%) de (a) $Z_e > 6$ dBZe, (b) de $W < 0$ m/s et (c) de largeur spectrale $SW > 1$ m/s (c) associés avec tous les événements indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. L'axe y correspond à la hauteur (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 95
- 5.11 Médianes et écarts-interquartiles des (a à f) champs de réflectivité équivalente Z_e , (g à l) vitesse doppler W et (m à r) de largeur spectrale SW associés avec les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013), indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. La ligne épaisse correspond à la valeur médiane tandis que les lignes fines à gauche et à droite de la médiane correspondent aux 25ème et 75ème percentiles respectivement. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 96
- 5.12 Fréquence d'occurrence (%) de (a) $Z_e > 6$ dBZe, (b) de $W < 0$ m/s et (c) de largeur spectrale $SW > 1$ m/s associés avec les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour tous les événements indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 97
- 5.13 Médianes et écarts-interquartiles des (a) champs de réflectivité équivalente Z_e , (b) vitesse doppler W et (c) de largeur spectrale SW associés avec les événements *descendants* (rouge) et *ascendants* (bleu). L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les lignes épaisses correspondent aux médianes des valeurs tandis que les bords extérieures à gauche et à droite de la médiane correspondent aux 25ème et 75ème quartiles respectivement. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 98

- 5.14 Fréquence d'occurrence (%) de (a) $Ze > 6$ dBZ, (b) de $W < 0$ m/s et (c) de largeur spectrale $SW > 1$ m/s associés avec événements *descendants* (rouge) et *ascendants* (bleu). L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface..... 99
- 5.15 Médianes et écarts-interquartiles des (a à e) champs de réflectivité équivalente Ze , (f à j) vitesse doppler W et (k à o) de largeur spectrale SW associés avec les événements *descendants* (rouge) et *ascendants* (bleu) pour chaque type de précipitations diagnostiqué avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013). L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les lignes épaisses correspondent aux médianes des valeurs tandis que les bords extérieures à gauche et à droite de la médiane correspondent aux 25ème et 75ème percentiles respectivement. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface. 100
- 5.16 Fréquence d'occurrence (%) de $Ze > 6$ dBZ, de $W < 0$ m/s et de largeur spectrale $SW > 1$ m/s associés avec les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour les événements (a, b, c) *descendants* et (d,e,f) *ascendants*. L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface..... 101
- A.1 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 21 mars 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer..... 123
- A.2 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 23 mars 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer..... 124

A.3	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 28 mars 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	125
A.4	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 2 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	126
A.5	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 5 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	127
A.6	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 11-12 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.	128
A.7	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 12 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	129
A.8	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 14	

	avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	130
A.9	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 17 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	131
A.10	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 22 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	132
A.11	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 24 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	133
A.12	Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 29 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.....	134
B.1	Carte de réanalyses des hauteurs (m) du géopotential à 500 hPa le 31 mars 2015 à 1800 UTC sur l'ouest du continent nord-américain. L'étoile rouge correspond approximativement à la localisation de la vallée de Kananaskis (Alberta).	137
B.2	Carte de réanalyse des hauteurs (m) du géopotential à 500 hPa le 26 avril 2015 à 0000 UTC sur l'ouest du continent nord-américain. L'étoile rouge correspond approximativement à la localisation de la vallée de Kananaskis (Alberta).	138

B.3	Carte de réanalyse des hauteurs (m) du géopotential à 500 hPa le 26 avril 2015 à 0000 UTC sur l'ouest du continent nord-américain. L'étoile rouge correspond approximativement à la localisation de la vallée de Kananaskis (Alberta).	139
B.4	Cartes de réanalyse des hauteurs (m) du géopotential à 500 hPa le 18 avril 2015 à (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC et (c) 1800 UTC sur l'ouest du continent nord-américain. L'étoile rouge correspond approximativement à la localisation de la vallée de Kananaskis (Alberta).	140
C.1	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>descendant</i> du 28 mars 2015.	142
C.2	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>descendant</i> du 31 mars 2015.	143
C.3	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>ascendant</i> du 2 avril 2015.	144
C.4	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>ascendant</i> du 4-5 avril 2015.	145
C.5	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à	

	KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>ascendant</i> du 5 avril 2015.....	146
C.6	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>descendant</i> du 11-12 avril 2015.	147
C.7	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>descendant</i> du 12 avril 2015.....	148
C.8	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>descendant</i> du 14-15 avril 2015.	149
C.9	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>descendant</i> du 18 avril 2015.....	150
C.10	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>descendant</i> du 22 avril 2015.....	151
C.11	Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement <i>descendant</i> du 24-25 avril 2015.	152

- C.12 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *ascendant* du 25-26 avril 2015..... 153
- C.13 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 29 avril 2015..... 154

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Relations empiriques des vitesses de chute vT (m/s) et de la masse m (mg) des particules en fonction du diamètre D (mm) associées avec 6 types de particules diagnostiqués : pluie, neige roulée, agrégats fortement givrés, agrégats givrés, neige sèche et dendrites.	30
3.1 Liste des événements météorologiques observés durant la campagne de terrain 2015 dans la vallée de Kananaskis. ✓ signifie que les données sont disponibles. ✗ signifie que les données ne sont pas disponibles. Les événements colorés en gris n'ont pas été analysés dans cette étude.	45
4.1 Nombre d'échantillons utilisés pour chaque type de précipitations diagnostiqué, dépendamment du type d'événement, <i>descendant</i> et <i>ascendant</i> , ainsi que pour tous les événements observés durant la campagne de terrain.	70

LISTE DES ACRONYMES

CFM	Centre du Flux de Masse
GEM-LAM	Global Environmental Multiscale - Limited Area Model
KES	Kananaskis Emergency Services
LWC	Liquid Water Content
MRR2	Micro Rain Radar 2
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PARSIVEL	Particle Size Velocity
UTC	Coordinated Universal Time

LISTE DES SYMBOLES

D	Diamètre des particules
f	flux de masse d'une masse
HR	Humidité relative
m	masse d'une particule
p	Pression atmosphérique
\vec{r}	vecteur position
SW	Largeur spectrale
T	Température de l'air
T_d	Température du point de rosée
u	Composante est-ouest du vent
v	Composante nord-sud du vent
v_T	Vitesse de chute d'une particule
W	Vitesse Doppler
Ze	Réflectivité équivalente
Ze_{\max}	Réflectivité équivalente maximale

RÉSUMÉ

Le type de précipitations peut affecter le couvert de neige en terrain montagneux ainsi que la réponse hydrologique des cours d'eaux. Par exemple, les inondations catastrophiques en juin 2013 dans la région de Calgary ont été engendrées par des accumulations de pluie supérieures à 300 mm. Cet événement de précipitations extrêmes a produit principalement de pluie à la surface mais de la neige a été observé à plus hautes altitudes vers la fin de l'événement. Dans cette région, les précipitations sont généralement associées avec un système de basse pression situé au sud-est de l'Alberta lequel engendre un écoulement de l'air ascendant sur la face est des Rocheuses. L'objectif de cette étude est d'étudier les caractéristiques des types de précipitations hivernales ainsi que les conditions atmosphériques en altitude et à la surface sur la face est des Rocheuses de l'Alberta. Pour aborder cela, les données collectées durant un projet sur le terrain au cours du printemps 2015 dans les environs de Kananaskis (Alberta) ont été utilisées. En premier lieu, chaque événement météorologique ont été classifié en se basant sur la direction du vent au-dessus de cette région. L'analyse a montré que les types de précipitations observés à la surface dépendent de la direction de l'écoulement de l'air. Par la suite, plusieurs types de précipitations ont été diagnostiqués en calculant le centre de flux de masse des particules à l'aide d'un disdromètre optique et ont été corrélés avec la température de surface, l'humidité relative ainsi que les observations manuelles. Par exemple, la neige a été observée à la surface à des températures supérieures à 8°C et une humidité relative inférieure à 50%. Une analyse détaillée des conditions atmosphériques mesurées par un Micro Rain Radar (MRR2) et par des radiosondages, ainsi que des données obtenues par des simulations numériques menées avec le modèle Global Environmental Multiscale (GEM) a été reliée au type de précipitations atteignant la surface, et ce dépendamment de la direction de l'écoulement de l'air. Les résultats mettent en évidence le rôle important de la sublimation et de l'accrétion sur l'occurrence de précipitations à la surface, dépendamment de la direction du vent au-dessus de la vallée. En général, cette étude contribue à mieux comprendre les processus le lien entre les conditions atmosphériques et les types de précipitation observés à la surface en terrain montagneux.

MOTS-CLÉS : précipitations hivernales, transition pluie-neige, campagne de mesure, terrain montagneux, vallée, disdromètre optique, données radar, processus microphysiques.

CHAPITRE I

PROBLÉMATIQUE

1.1 Mise en contexte

Les ressources en eau sont très sensibles aux conditions atmosphériques sur différentes échelles, en particulier dans les déserts ou les régions semi-arides. Par exemple, les Prairies Canadiennes possèdent un climat relativement sec et froid, selon la classification des climats de Köppen (Peel et al., 2007), avec une pluviométrie moyenne annuelle de 454 mm de précipitations sous forme de pluie ou de neige (McGinn et Shepherd, 2003). A titre de comparaison, la pluviométrie annuelle moyenne à Montréal, Québec, est d'environ 1000 mm selon les données climatiques d'Environnement Canada sur la période 1981-2010. Cependant, la distribution annuelle des précipitations à travers ces prairies varie grandement, de 300 à 350 mm dans la moyenne basse, allant jusqu'à 500 à 550 mm pour la moyenne haute (Phillips, 1990). La variabilité de la pluviométrie annuelle dans cette région du Canada peut se traduire par des séries de périodes de sécheresse, mais aussi des événements de précipitations extrêmes et de nombreuses études ont porté sur ces phénomènes météorologiques et leurs caractéristiques. Par exemple, les sécheresses de 1999-2005 et de 2009 sur les Prairies Canadiennes (Stewart et al., 2012) ainsi que les inondations de juin 2002 (Szeto et al., 2011), de juin 2005 (Flesh et al., 2012) et de juin 2013 en Alberta (Milrad et al., 2015, Liu et al., 2016, Kochtubadja et al., 2016) sont parmi les événements les plus documentés.

Les inondations catastrophiques de juin 2013 en Alberta, qui ont fortement affecté la région de Calgary, ont été associées avec un événement de précipitations extrêmes sur le piémont des Rocheuses Canadiennes. En effet, la face orientale de ce massif montagneux est régulièrement affectée par des épisodes de précipitations persistantes, causées par la présence d'un système de basse pression localisé au Sud-Est de la province de l'Alberta. Cette dépression atmosphérique a pour effet d'engendrer un écoulement de l'air de l'est, chargé en humidité provenant des plaines américaines plus au sud, en direction des Rocheuses canadiennes. En arrivant près du relief, l'écoulement de l'air va être soulevé par la topographie, ce qui va entraîner le refroidissement adiabatique de l'air et provoquer la condensation de la vapeur d'eau pour former les nuages et les précipitations associées. En temps normal, ces précipitations vont se dissiper quelques heures après leur apparition, avec le comblement ou l'éloignement de la dépression de surface. Cependant des conditions atmosphériques particulières peuvent amener à des situations de blocage des centres d'actions et le maintien des précipitations pendant plusieurs jours, comme ce fut le cas lors des inondations de juin 2013. En effet, les précipitations intenses se sont maintenues durant 3 jours au-dessus des mêmes régions. La distribution des cumuls de précipitations à la fin de l'événement ayant affecté la région (figure 1.1) montre des accumulations supérieures à 300 mm dans les montagnes, à l'origine de la gravité des inondations.

Mais les conséquences auraient pu être pires si une transition pluie-neige ne s'était pas produite à plus hautes altitudes vers la fin de l'événement (Pomeroy et al., 2016). En effet, les précipitations sous forme de pluie vont ruisseler à la surface avant de se déverser dans les cours d'eaux dans un laps de temps très court. À l'inverse, les précipitations solides vont s'accumuler à la surface sous la forme d'une couche de neige, retenant l'eau liquide en son sein et empêchant son ruissellement rapide. Cela a pour effet de limiter la réponse hydrologique des cours d'eaux en aval des montagnes.

Ce phénomène montre l'intérêt d'étudier les caractéristiques des régions de transition pluie-neige, en particulier en terrain montagneux.

1.2 Régions de transition pluie-neige

Selon Stewart (1992), la zone de transition pluie-neige est une région ayant une étendue horizontale allant de 1 km à plus de 100 km. Cette région est très souvent associée avec le front chaud des dépressions synoptiques à la surface. En effet, un front chaud est une limite entre 2 masses d'air : une masse d'air chaude qui se déplace en direction d'une masse d'air plus froide. Cette masse d'air chaud va être soulevée du fait de sa moins grande densité au-dessus de l'air froid, et va entraîner la fonte des particules solides en provenance des altitudes plus élevées où elles sont produites. Cependant il est possible d'observer des régions de transition pluie-neige dans d'autres conditions environnementales. Par exemple, les transitions pluie-neige peuvent souvent être observées en terrain complexe (ex: Marwitz, 1983; Minder et al. 2011; Thériault et al., 2012; Harder et Pomeroy, 2013), du fait notamment des différences de température entre les basses altitude (vallées) et les hautes altitudes (crêtes et sommets montagneux). Dans l'est des Etats-Unis par exemple, il est commun d'associer de l'air froid dans les basses couches sur le versant des Appalaches non-exposé au vent et de l'air doux au-dessus, avec la zone de transition. La situation opposée peut se produire. Par exemple, des terrains pentus ou montagneux peuvent amener à une région de transition caractérisée par des conditions froides, associées à des températures négatives ($T < 0^{\circ}\text{C}$), à des altitudes plus élevées, et $T > 0^{\circ}\text{C}$ dans les plus basses altitudes (Stewart 1991). Lumb (1983) a remarqué que l'ascension de l'air par-dessus des obstacles serait associée avec un refroidissement adiabatique qui pourrait renforcer le contraste de température.

Les caractéristiques des régions de transition pluie-neige peuvent être également influencées par des mécanismes thermodynamiques à travers la rétroaction de la fonte des précipitations solides sur la température (ex: Stewart et al. 1984; Marwitz, 1987; Minder et al., 2011). En effet, la fonte des précipitations solides entraîne un refroidissement diabatique de l'air, ce qui modifie le profil vertical de température. Les processus microphysiques près de la couche de fonte ont aussi été analysés en utilisant les mesures aéroportées (Stewart et al., 1984 ; Stewart, 1992). La figure 1.2 présente une coupe transversale théorique d'une région de transition pluie-neige, illustrant les processus microphysiques se produisant aux alentours et à l'intérieur de la couche de fonte. Les processus de croissance par diffusion et agrégation des cristaux de glace se produisent notamment au-dessus de la couche de fonte lorsque $T \leq 0^{\circ}\text{C}$. De plus, on observe la présence d'une « bande brillante » associée à la couche de fonte. En effet lorsqu'un flocon de neige tombe dans la couche de fonte, il va fondre partiellement se recouvrant alors d'une pellicule d'eau liquide mais sa taille et vitesse de chute ne vont pas beaucoup évoluer. Nous avons alors les trois facteurs favorisant une plus grande réflectivité d'un objet qui varie avec le carré de la valeur de sa constante diélectrique. Comme l'eau a une constante diélectrique beaucoup plus élevée que celle de la glace, et que le diamètre et la vitesse de chute des particules restent quasiment inchangés, on aura la formation d'une bande associée à des valeurs de réflectivité très élevées, correspondant à la signature de la couche de fonte.

A partir de cette constatation, des radars ont été utilisés pour détecter les couches de fonte et étudier leurs propriétés (Marshall et al., 1947, Wexler, 1955 ; Battan, 1973 ; Atlas et Ulbrich 1977, Fabry et Zawadzki, 1994). Par exemple en terrain complexe, Steiner et al. (2003) ont observé un changement dans la direction du vent dans des vallées des Alpes européennes, à l'intérieur d'une couche de fonte, en combinant les données de radars mobiles à la surface, de radars aéroportés et de radars pointant verticalement. Ceci a également été observé dans la région de Whistler, Colombie-Britannique (Thériault et al., 2012) et démontré à travers des simulations numériques

sous des conditions idéalisées, en particulier dans une atmosphère saturée (Thériault et al., 2015). D'un autre côté, des simulations numériques au-dessus des Alpes en Europe ont suggéré que l'impact de l'évaporation sur la direction du vent dans la vallée est plus important que celui associé à la fonte (Zangl, 2007). En combinant les données d'un radar polarimétrique et de simulations numériques, Andric et al. (2013) ont discuté des processus de croissance de la neige au-dessus de la couche de fonte. Cette étude a révélé que plusieurs processus microphysiques non implémentés dans le modèle, comme le givrage ou la production de glace secondaire, sont importants dans la production de la signature radar pour correspondre avec les mesures. Ceci pointe l'intérêt d'enquêter sur les caractéristiques des précipitations hivernales, comme la pluie, les précipitations en phase mixte ou la neige, plus particulièrement dans les régions de transition.

1.3 Types de précipitations

1.3.1 Caractéristiques des types de précipitations

Les types de précipitations atteignant la surface peuvent exister sous différents états de l'eau (ou phases de l'eau) : solide, liquide et une combinaison de solide et liquide (Glickman 2000; Thériault et al. 2006; Thériault et Stewart 2007). Thériault et Stewart (2010) ont défini plusieurs types de précipitation comme suit :

- Pluie : Précipitations de gouttes d'eau liquide dont le diamètre est supérieur à 0.5 mm.
- Pluie verglaçante ou verglas : Pluie qui tombe sous forme liquide à $T < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (surfusion), et gèle au contact avec la surface ou tout autre objet.

- Neige : Précipitations composées de cristaux de glace blanche ou translucide principalement en forme de branches hexagonales complexes et souvent agglomérés en flocons de neige.
- Grésil : Un type de précipitations constituées de cristaux transparents ou translucides de 5 mm de diamètre ou moins, généralement sphériques.
- Graupel/Neige roulée : Un type de précipitations constitué de cristaux de neige recouverts d'une couche de givre, de forme sphérique ou conique, ayant un diamètre allant jusqu'à 5 mm. Ce type de précipitations se forme par accréation des gouttelettes d'eaux surfondues sur les cristaux de glace.
- Neige mouillée : Neige contenant une grande quantité d'eau où il est encore possible de distinguer la forme du cristal.
- Neige presque complètement fondue : Neige en phase mixte (liquide et solide) dans lequel la forme initiale du flocon de neige n'est pas discernable.

Des observations des types de précipitations solides à la surface sont essentielles pour obtenir une classification précise des différentes sortes de cristaux de glace qui composent la neige. Il est connu depuis de nombreuses décennies que les cristaux de glace peuvent avoir des formes variées et croître dans des conditions environnementales différentes (ex : Nakaya, 1954, Kobayashi, 1961, Magono and Lee, 1966; Brandes et al., 2007; Garrett et al., 2012). En particulier, ces études ont montré que la forme et la géométrie d'un cristal de glace dépend fortement de la température et de l'humidité relative dans le nuage. La figure 1.3 présente sur un diagramme les conditions de température et d'humidité associées à la croissance des cristaux de neige naturels de types variés. On peut notamment remarquer que plus l'air est saturé (humidité relative supérieure à 100%), plus les cristaux de glace seront givrés. Cela est dû à la plus forte concentration en gouttelettes d'eau, qui seront accrétées par les cristaux de glace tombant dans la couche saturée. Les différentes

formes et densités des flocons peuvent faire varier grandement leurs vitesses de chute (Locatelli et Hobbs, 1974; Rasmussen et al., 1999).

Yuter et al. (2006) ont discuté des caractéristiques physiques des précipitations, notamment de la taille et des vitesses de chute de la pluie, des précipitations mixtes et de la neige en utilisant une méthode basée sur des mesures collectées par un disdromètre optique (OTT Parsivel). Les résultats ont suggéré que la vitesse de chute de la neige mouillée a un grand écart-type à cause de la coexistence des particules de taille similaire et des différents pourcentages de fonte (fraction liquide des particules). Ishizaka et al. (2013) ont analysé le degré de givrage des particules de neige à leur surface en utilisant les distributions bimodales de taille et de vitesse de chute des particules, en particulier en déterminant le type principal de flocons à l'intérieur de ces distributions par rapport à des relations théoriques de vitesse de chute des particules. Ils ont montré que l'analyse des centres du flux de masse de ces distributions de particules permet de déterminer clairement le type principal de particules. Selon Garrett et al. (2012) la plupart des flocons tombent à une vitesse de 1 m/s sans tenir compte du type de neige. Cette vitesse peut varier suivant différents événements météorologiques, en particulier l'évolution des conditions atmosphériques associées aux déplacement des tempêtes hivernales (Stark et al., 2013 ; Garrett et al., 2015).

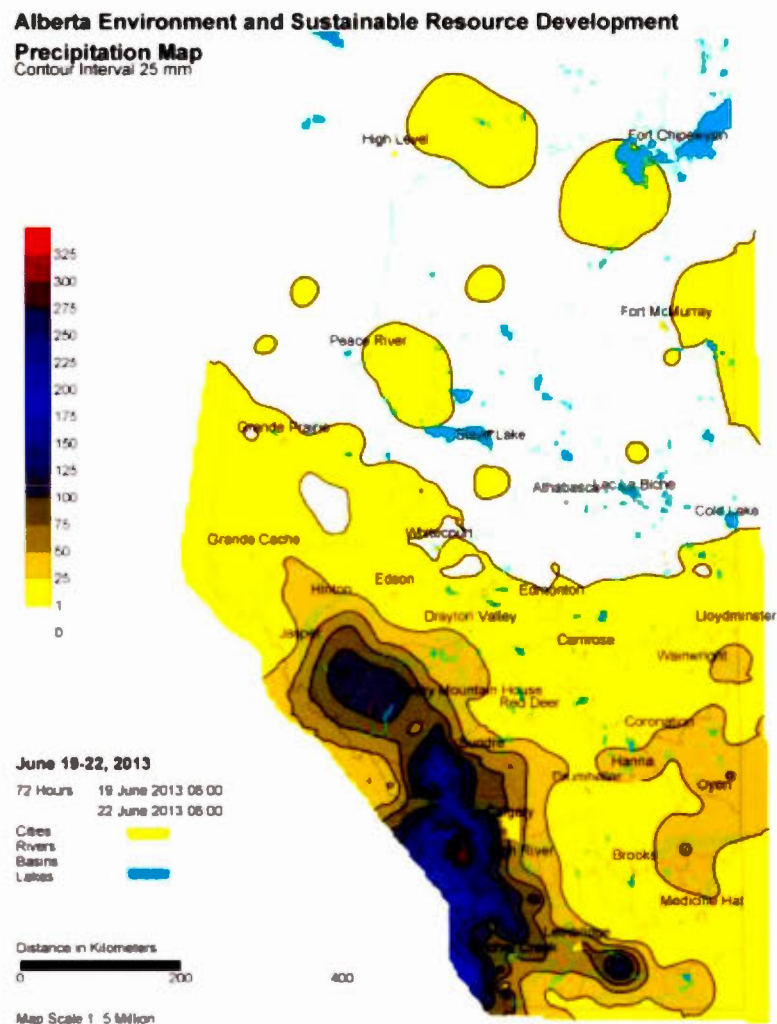


Figure 1.1 Carte géographique de la distribution des accumulations de précipitations (mm) à la fin de l'événement de précipitations extrêmes affectant la face orientale des Rocheuses en Alberta, entre le 19 et le 22 Juin 2013. (tirée de Liu et al., 2016)

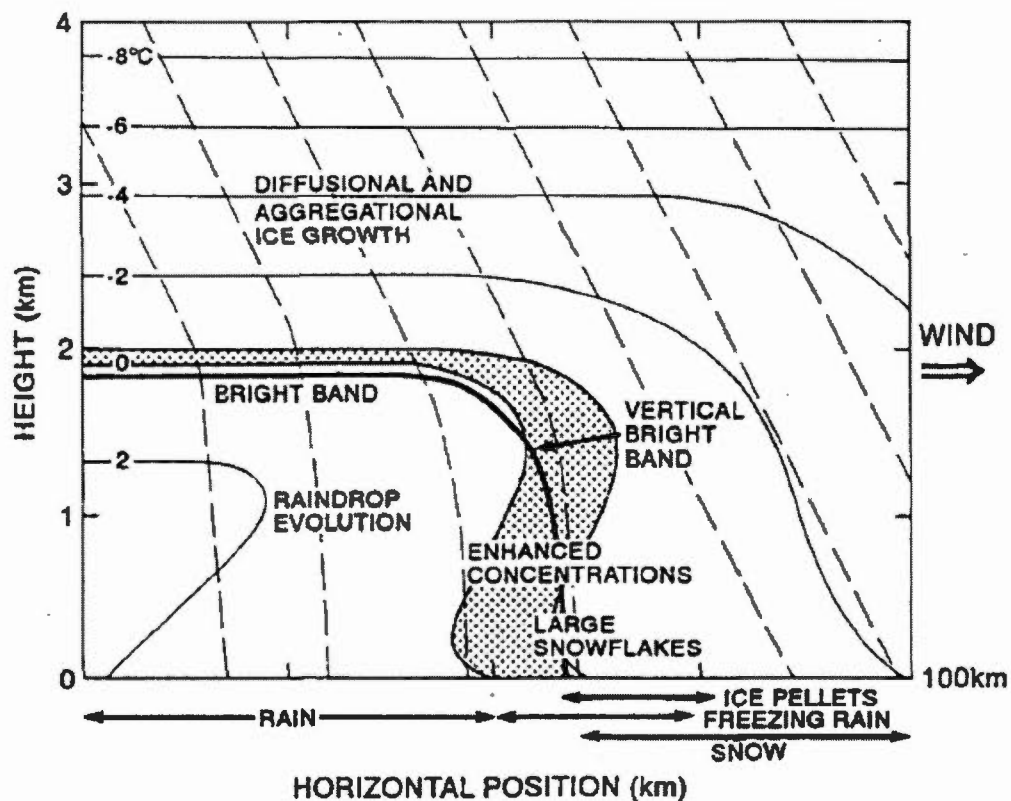


Figure 1.2 Coupe transversale théorique d'une région de transition pluie-neige illustrant les processus microphysiques se produisant aux alentours et à l'intérieur de la couche de couche. L'axe x et y représentent respectivement l'étendue horizontale et verticale (km) de la région de transition pluie-neige (tirée de Stewart, 1992)

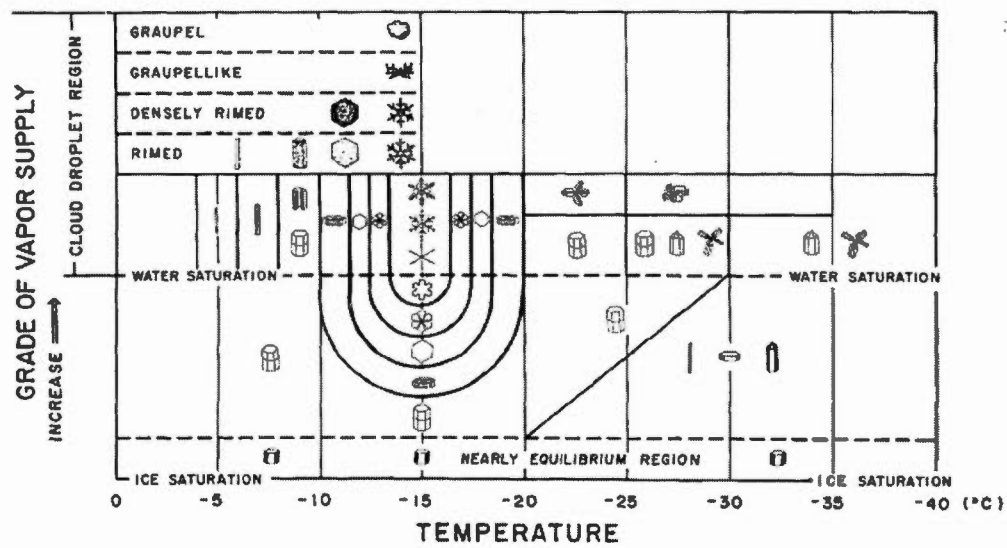


Figure 1.3 Diagramme des conditions des environnementales associées à la croissance des cristaux de neige naturels de types variés (tiré de Magono et Lee, 1966).

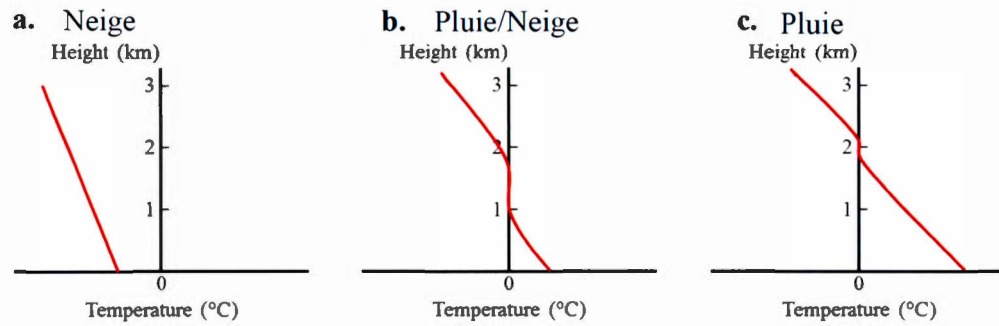


Figure 1.4 Profils verticaux de température typiques associés (a) à la neige, (b) à la pluie et la neige mêlée et (c) à la pluie seule, dans des conditions idéalisées. Inspiré d'une étude de Stewart (1985).

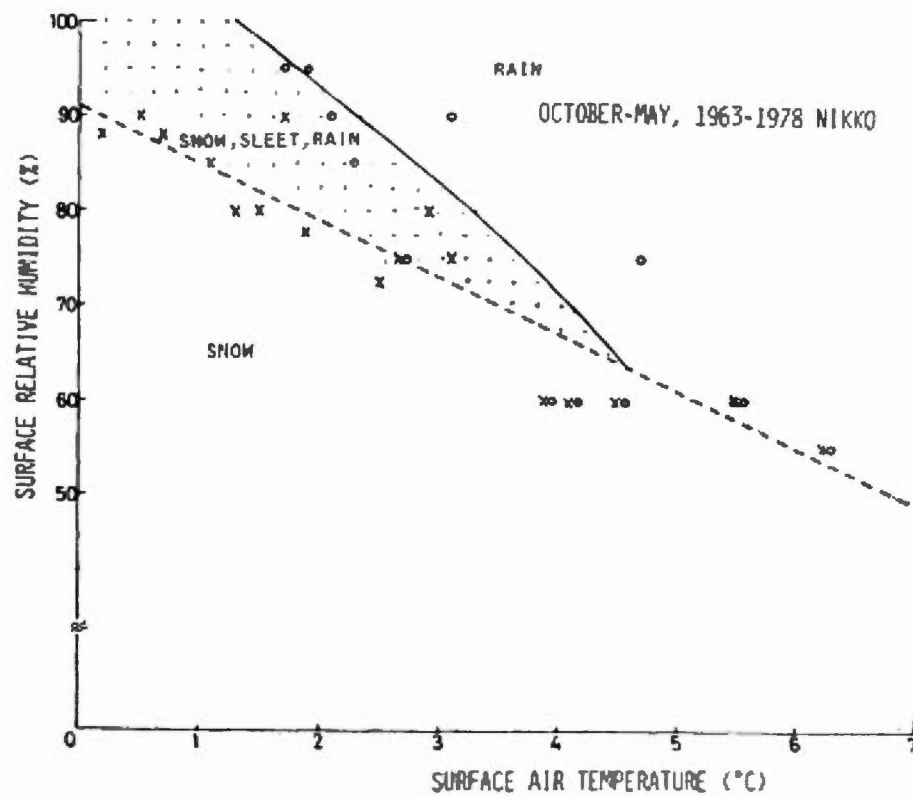


Figure 1.5 Diagramme de l'humidité relative en fonction de la température à la surface associées aux observations de différents types de précipitations, dont la pluie (rond), les précipitations mixtes (croix et rond) et la neige (croix) (tiré de Matsuo et Sasyo, 1981).

CHAPITRE II

APPROCHE SCIENTIFIQUE

2.1 Campagne de terrain dans la vallée de Kananaskis en Alberta

2.1.1 Déroulement de la campagne de terrain

Une campagne de terrain a été menée sur la face orientale des Rocheuses de l'Alberta, plus particulièrement dans la vallée de Kananaskis, du 15 mars au 30 avril 2015. Cette période de l'année, correspondant à la fin de l'hiver et au début du printemps, est associée avec l'apparition des tempêtes de neige printanières, apportant des quantités de neige parfois très importantes (Stewart et al., 1995), mais également un cocktail de précipitations lorsque la température est proche de 0°C. En effet, les mois d'hiver (décembre, janvier, février) sont généralement beaucoup plus froids et secs, ce qui n'est pas l'idéal pour étudier tous les types de précipitations, notamment les précipitations mixtes et la pluie. La vallée de Kananaskis, orientée Nord-Sud, se situe à environ 80 km à l'ouest de Calgary, ou encore à 50 km à l'est de Banff, Alberta. Cette vallée est entourée à l'ouest de sommets atteignant plus de 3000 m d'altitude (Kananaskis Range), et à l'est par des sommets n'excédant pas 2700 m (Fisher Range). Les dimensions de cette vallée sont d'environ 20 km en longueur, 3 km en largeur et 1 km de profondeur. En outre, cette région a été choisie parce qu'elle a été sujette à des accumulations de pluie jusqu'à 200 mm durant l'événement de

précipitations extrêmes de Juin 2013. Par exemple, près de 2 ans plus tard, les dégâts causés par les inondations étaient toujours visibles, notamment sur la végétation.

L'objectif de cette campagne de terrain était de mieux documenter et comprendre les caractéristiques des précipitations et les conditions atmosphériques lors des tempêtes associées, sur la face orientale des Rocheuses canadiennes.

Durant le projet, les observations ont été collectées sur 3 sites (figure 2.1) dans cette région :

- Le site du « Kananaskis Emergency Services », abrégé KES, était le site de mesure principal dans la vallée de Kananaskis. Situé géographiquement à 50.92°N et 115.12°W , le site se trouve au fond de la vallée, à une altitude de 1445 m au-dessus du niveau de la mer. La plupart des instruments ont été déployés sur ce site et des données ont été collectées manuellement pour étudier les conditions météorologiques.
- La station de ski Nakiska, située à environ 3 km au Nord-Ouest du site KES, a été utilisée pour caractériser les transitions pluie-neige sur les pentes de la montagne.
- La station de ski Fortress Mountain situé à environ 15 kms au Sud-Ouest de KES sur les pentes de la montagne The Fortress, culminant à 3000 m d'altitude. Ce site a été utilisé pour caractériser les transitions pluie-neige, mais aussi pour caractériser les différents types de cristaux de neige à l'aide de macrophotographies prises à une altitude d'environ 2050 m sur les flancs de la montagne. A noter que des macrophotographies des flocons ont également été prises à KES.

2.1.2 Instrumentation

Plusieurs instruments au site KES ont été utilisés pour collecter les données reliées aux conditions à la surface ainsi qu'à la structure verticale de l'atmosphère (figure 2.2). En plus d'une station météo qui mesure la température T , la pression p , l'humidité relative HR ainsi que la vitesse et la direction du vent à chaque minute, un système de radiosondages a été utilisé pour obtenir des profils verticaux de T et HR au-dessus de la vallée, avec des radiosondes de type Vaisala RS92. Le principe de la mesure consiste à fixer une sonde météorologique à un ballon remplie d'hélium, laquelle lors de son ascension transmettra les données mesurées via une antenne VHS/GPS à la surface. Le pas de temps utilisé pour l'écriture des données dans des fichiers de sortie est de 2 s, ce qui permet d'obtenir une courbe précise de l'état thermodynamique de l'atmosphère et de la vitesse et direction du vent dans les environs de KES. De plus, des informations sur les erreurs associées à la mesure sont disponibles pour chaque radiosondage, notamment le niveau de bruit due à la télémétrie, ainsi qu'un contrôle de la qualité des données GPS. Les ballons-sondes ont été lancés à intervalle de 3h durant chaque événement.

Par ailleurs, un disdromètre à laser optique, OTT Parsivel 2 (Tokay et al., 2014), a été déployé pour obtenir des informations à propos des caractéristiques des particules à la surface. Le nom PARSIVEL est l'acronyme de "PARTicule SIze VELOCITY". Ce disdromètre (ou « capteur de gouttelettes »), d'une façon générale, permet de mesurer la distribution de taille des hydrométéores ainsi que leurs vitesses de chute. Le signal associé avec le faisceau laser émis change lorsque n'importe quel hydrométéore intercepte ce faisceau, permettant ainsi de calculer la taille de la particule. La vitesse de chute est calculée à partir de la taille de la particule en supposant une relation fixe entre les dimensions horizontales et verticales et la période de temps durant laquelle le signal est interrompu par la particule traversant le faisceau. La figure 2.3 schématise le principe de la mesure d'un OTT Parsivel. Cette instrument mesure des

particules de moins de 0.1 mm jusqu'à 25 mm de diamètre avec des vitesses de chute allant de 0.2 à 20 m/s. Il définit 32 classes de taille et de vitesse des hydrométéores pour 8 types de précipitations : bruine, bruine/pluie, mélange pluie/neige, neige, grains de neige, pluie verglaçante, grêle. Il peut mesurer des intensités allant de 0.001 à 1200 mm/h et le cumul des précipitations mesurées est précis à ± 5 % pour les précipitations liquides et ± 20 % pour les particules solides. Les échantillons ont été pris à chaque 10 s ce qui permet d'obtenir des distributions bimodales de taille et de vitesse de chute, pour déterminer les types principaux de particules à la surface.

Enfin, un Micro Rain Radar 2 (MRR2 ; Klugmann et al., 1996), a été utilisé pour obtenir des informations sur la structure verticale de l'atmosphère. Plus particulièrement, le MRR2 est un radar Doppler pointant verticalement et émettant un signal à une fréquence de 24.1 GHz, c'est-à-dire dans le domaine micro-ondes. Ce radar permet de détecter des particules ayant un diamètre de l'ordre du cm. La radiation rétrodiffusée et le signal transmis produisent 2 fréquences différentes après réception dans le mélangeur de fréquence. Ce décalage de fréquence dépend de la distance entre le radar et la cible, et les vitesses de chute des particules. En plus de mesurer le champ vertical de réflectivité, la vitesse Doppler des particules, la largeur spectrale (plus fréquemment référé en anglais par « spectral width »), le contenu en eau liquide ou encore le taux de précipitations par exemple peuvent être obtenus. Pour cette étude, le MRR2 a été configuré pour mesurer les champs de réflectivité, de vitesse Doppler, et de largeur spectrale avec une résolution verticale de 200 m à partir d'une distance de 50 m au-dessus de la surface.

2.1.3 Observations manuelles

Lorsque les précipitations se produisaient, des observations manuelles des conditions météo à la surface ont été recueillies à chaque 10 min au site principal KES. Par

exemple, ces données faisaient référence au couvert nuageux, la visibilité horizontale ou encore le type de précipitations selon l'expertise des observateurs sur le terrain.

Lorsque la neige se produisait à KES, des macrophotographies des flocons ont été prises à chaque 10 min en utilisant un appareil photo digital à haute résolution. Les flocons ont été collectés sur une plaque rigide recouverte par un velours noir. Cette méthode utilisée est similaire à celle utilisée par Gibson et Stewart (2007), Henson et al. (2011) ainsi que Thériault et al. (2014). Les échantillons obtenus dans ces précédentes études ont permis de documenter un grand nombre de cristaux de glace, de taille et de forme différentes, en vue de les mettre en perspective avec les conditions environnementales dans lesquelles ils se produisent. Les limites de cette technique apparaissent lorsque les précipitations solides se produisent à des températures positives car les cristaux de glace fondent lorsqu'ils rentrent en contact avec le support d'échantillonnage. Une étude détaillée des types de précipitation solides observés durant la campagne de terrain est documentée dans Hung (2017).

Lorsque des événements de pluie se produisaient dans la vallée, les observations ont été collectées à plus hautes altitudes en accédant la station de ski Nakiska et à Fortress Mountain. Plus précisément, des stations météo portables de type Kestrel (figure 2.4) ont été utilisées pour mesurer les profils de température et d'humidité sur la pente des montagnes, en voiture ou bien directement à ski. Cette méthode de mesure a été utilisée dans Thériault et al. (2014.) De plus des macrophotographies des flocons ont été prises à Fortress Mountain au-dessus de la couche de fonte. Ces informations ont été utilisées pour enquêter sur les processus microphysiques associés avec la ligne de transition pluie-neige.

La prochaine section décrit les méthodes et techniques utilisées pour traiter et analyser les données collectées durant la campagne de terrain, ainsi que les données simulées par un modèle numérique.

2.2 Méthodologie

2.2.1 Détermination du type d'événement météorologique

Pour étudier la relation entre les types de précipitations, les conditions à la surface et le patron du vent dans la région de Kananaskis, des observations collectées visuellement et des sorties de modèle de prévisions numériques du temps ont été utilisées.

Dans cette étude, on appelle « événement météorologique » une période temporelle associée à l'occurrence de précipitations à la surface, continue ou sous forme d'averses. Tous les événements météo se produisant durant la campagne de terrain ont été classifiés dépendamment de la direction du vent au-dessus du site KES. Dans cette étude, seulement les événements météorologiques ayant eu une durée d'une heure ou plus ont été analysés. La direction du vent dans la vallée de Kananaskis a été analysée en utilisant des simulations numériques produites par le modèle Global Environmental Multiscale-Limited Area Model (GEM-LAM, Milbrandt et al. 2016), à une résolution horizontale de 2.5 km. Les conditions ont été simulées à partir d'une grille contenant 6 par 6 points de grille, représentant la région d'étude. Le pas de temps pendant chaque simulation était d'une heure, et les sorties des simulations étaient disponibles toutes les 6 h (i.e. 0000, 0600, 1200, 1800 UTC). La résolution spatiale utilisée permet d'avoir une représentation acceptable de la topographie dans cette région. Des profils verticaux de la direction et de l'intensité du vent au-dessus du site KES ont pu être déterminés en effectuant une moyenne des valeurs sur les points de grille se trouvant aux alentours du point d'intérêt, et ce à chaque niveau de pression simulé.

Pour obtenir une meilleure confiance dans ces résultats, des cartes de ré-analyses à la surface, disponibles toutes les 3h, ont été utilisées pour confirmer la direction du vent à l'échelle synoptique et sur la pente orientale des Rocheuses de l'Alberta. Ces cartes,

issues du Weather Prediction Center (NCEP-WPC), sont archivées et disponibles sur le site internet suivant : <http://archive.atmos.colostate.edu/>

2.2.2 Caractérisation des types de précipitations à la surface

Le type de précipitations a été classifié et corrélé avec le type d'événement observé, *ascendant ou descendant*, sur le site KES. Pendant la campagne de terrain, 3 types de précipitations ont été observés au site KES : la pluie, la neige (givrée et non-givrée) et les précipitations mixtes. Ces types de précipitations ont été associés avec la température, l'humidité relative ainsi que la direction du vent au-dessus de KES. Les résultats ont été représentés sur un diagramme *HR-T* pour comparer avec les résultats de l'étude de Matsuo et al. (1981). Dans leur étude, les différents sites de mesure utilisés se situaient à différentes altitudes. Ainsi, les mesures effectuées à la station Nikko (altitude : 1292 m au-dessus du niveau de la mer) dans les Alpes Japonaises ont été choisies pour comparer les résultats avec ceux obtenus durant la campagne de terrain dans la vallée de Kananaskis. Bien que ces 2 stations soient situées à des altitudes similaires, il faut noter que le climat du Japon est plus humide que celui de notre région d'étude. Néanmoins, cette approche nous permet de mettre en évidence l'occurrence de neige à des températures supérieures à 0°C dans des conditions sous-saturées.

Une fois que la phase des précipitations a été classifiée, le type de neige a été diagnostiqué en utilisant les données du disdromètre optique. Cette analyse est basée sur différents degrés de givrage des particules, comme par exemple la neige roulée, les agrégats givrés et fortement givrés, la neige sèche ou encore les dendrites. Pour classifier les types de précipitations, les données collectées par le OTT Parsivel ont été traitées pour obtenir les distributions de taille (*D*) et de vitesse de chute des particules à chaque 5 min pour chaque événement. Pour cela, on a calculé la somme

du nombre de particules mesurées pour chaque classe de taille et de vitesse de chute à partir des données brutes disponibles à toutes les 10 s. Il faut noter que les particules avec un diamètre < 1 mm et une vitesse de chute ≤ 2 m/s ont été négligées, car les différentes valeurs théoriques de vitesse de chute existent pour le même diamètre. A noter aussi que Yuter et al. (2006) ont également négligé la partie inférieure du spectre des données.

Les relations de la vitesse de chute et de la masse des particules (en fonction de leur diamètre) utilisées pour classifier le type principal des précipitations sont données dans le tableau 2.1. Les valeurs sont utilisées pour calculer le centre du flux de masse, abrégé *CFM* pour les vitesses de chute et le diamètre des particules mesurées (Ishizaka et al., 2013). Il est défini comme suit :

$$CFM = \frac{\sum_i f_i r_i}{\sum_i f_i} \quad (1)$$

où r_i est un vecteur qui indique la position de chaque particule dans la distribution de taille et de vitesse de chute, f_i est le flux de masse défini comme suit :

$$f_i = m_i v_{Ti} \quad (2)$$

où m_i et v_{Ti} sont, respectivement, la masse et la vitesse de chute d'une particule donnée, détectée par l'instrument. Cette technique prend en compte le moment de la particule, lequel a un grand impact sur la quantité d'eau liquide atteignant la surface, comparé à la moyenne arithmétique des vitesses de chute de toutes les particules. En effet, le flux de masse des particules peut être interprété comme l'efficacité avec laquelle une particule peut transférer une masse d'eau depuis le nuage, jusqu'à la surface. Par exemple, le flux de masse d'une petite particule, qui a généralement une masse et une vitesse de chute peu élevées, devrait être plus faible que celui d'une grosse particule, même si le nombre de petites particules pendant un événement de neige est généralement grand. Un exemple de ces données est montré sur la figure 2.5.

Le *CFM* est matérialisé par une étoile sur les distributions de taille et de vitesse de chute des particules (figures 2.5 a et b), et représente les principaux types de particules à partir d'échantillons moyennés sur 5 min. En particulier les résultats présentés sur la figure 2.5 montrent les principaux types de flocons associés respectivement avec l'événement *ascendant* du 4-5 avril 2015 et de l'événement *descendant* du 11-12 avril 2015. Pour confirmer l'efficacité de la technique du *CFM*, nous avons analysés les macrophotographies de flocons prises durant la même période pour chacun des cas *ascendants* et *descendants*. Dans cet exemple, la position du *CFM* par rapport aux vitesses de chute théoriques associées aux particules prédéfinies suggère que les principaux types de flocons sont les agrégats fortement givrés (figure 2.5a) et la neige roulée (figure 2.5b). En effet, pour déterminer à quel type de particule est associé le *CFM*, on a calculé la distance entre le *CFM* et les 2 courbes théoriques de vitesse de chute des particules les plus proches de ce dernier. Le *CFM* sera associé à la courbe théorique ayant la distance la plus petite parmi les 2 relations. Dans le cas de la figure 2.5a, on observe que le *CFM* se situe entre la courbe violette et la courbe jaune, associées respectivement aux agrégats fortement givrés et aux agrégats givrés. Le calcul de la distance entre le *CFM* et les 2 courbes théoriques a révélé que le *CFM* se situe plus près de la courbe associée aux agrégats fortement givrés. D'un autre côté, la figure 2.5b montre que le *CFM* se situe plus près de la courbe rouge, associée à la neige roulée sans ambiguïté possible. Ce résultat est cohérent car les agrégats givrés sont associés avec des particules plus grosses tombant plus lentement, comparé à la neige roulée. L'analyse de la forme des particules sur les macrophotographies confirme le résultat basé sur la méthode d'Ishizaka et al. (2013), en particulier l'occurrence d'agrégats fortement givrés avec un diamètre d'environ 3 mm (figure 2.5c) ainsi que de particules encore plus givrés avec un diamètre d'environ 2 mm (figure 2.5d).

2.2.3 Etude de la structure verticale de l'atmosphère

Les corrélations entre les conditions météorologiques à la surface et les conditions atmosphériques en altitude ont été analysées avec les données collectées par le MRR2 (Minder et al., 2015). La résolution verticale du MRR2 choisie était de 200 m, ce qui permet d'obtenir l'information jusqu'à une altitude de 6000 m au-dessus du niveau du sol.

La méthode développée par Maahn et Kollias (2012) a été utilisée pour traiter les données et pour obtenir les champs de réflectivité équivalente Ze (dBZe), vitesses Doppler W (m/s) et de largeur spectrale SW (m/s) à chaque minute. Un exemple des données est montré sur la figure 2.6. La réflectivité équivalente, Ze , prend en compte le contenu en eau liquide des particules en considérant les différentes constantes diélectriques associées avec l'eau et la glace. La figure 2.6a montre l'évolution temporelle du champ vertical de Ze durant un événement météorologique. On peut observer dans cet exemple la présence d'une couche associée avec un pic de réflectivité (bande brillante) près de la surface, signature d'une couche de fonte à cet endroit. La méthode de Maahn et Kollias (2012) permet aussi de représenter le champ des vitesses Doppler sur un intervalle allant -6 m/s à +6 m/s. Il est donc possible, par exemple, de détecter les périodes où les particules se déplaçaient vers le haut. La figure 2.6b montre l'évolution temporelle du champ de vitesses Doppler, W , durant le même événement météorologique. Une vitesse Doppler positive (négative) indique que les particules s'approchent (s'éloignent). Une valeur négative est associée avec des particules qui montent. On peut observer des périodes associées avec un mouvement de l'air vers le haut ($W < 0$ m/s) ce qui peut impacter les propriétés physiques des particules. En effet, le mouvement ascendant de l'air peut amener à plus d'accrétion des particules, ce qui modifie leurs formes et leurs densités. De plus, la largeur spectrale est une fonction de la variabilité des vitesses Doppler due à la turbulence et à la vitesse de frottement (reliée au cisaillement du vent) à travers un volume

d'échantillonnage. Cette variable est un proxy pour l'analyse de la stabilité de l'air (Garrett et al., 2015 ; Minder et al., 2015) car la largeur spectrale est proportionnelle à la stabilité de l'air. En effet plus la valeur de la largeur spectrale mesurée dans un volume d'air est grande, plus cette couche d'air sera turbulente et donc plus celle-ci sera instable mécaniquement et/ou thermiquement. Le type d'instabilité sera lui déterminé en examinant les profils verticaux de température, lesquels sont calculés par exemple grâce aux données mesurées par des radiosondages. Sur la figure 2.6c, l'évolution de la largeur spectrale révèle des périodes avec des conditions instables aux mêmes moments où l'on mesure un mouvement de l'air vers le haut. Ces résultats suggèrent que cet événement météorologique a été associé avec de la pluie ou des précipitations mixtes à la surface, ainsi que des conditions instables à plus haute altitude amenant à l'occurrence de mouvement de l'air et des particules vers le haut. A noter que la méthode de Maahn et Kollias (2012) ne considère pas le contenu en eau liquide (*LWC*) mesuré par le MRR2.

D'un point de vue général, ces profils verticaux fournissent de l'information sur la structure verticale de l'atmosphère, comme la localisation de la couche de fonte, le mouvement des particules vers le haut ou encore la stabilité de l'air. Ces informations peuvent être associées avec le type de précipitations observé à la surface et diagnostiqué en utilisant la méthode d'Ishizaka et al. (2013) sur les données mesurées par le disdromètre optique. Toutes ces informations peuvent être mises en perspective avec le type d'événement observé, *ascendant* et *descendant*.

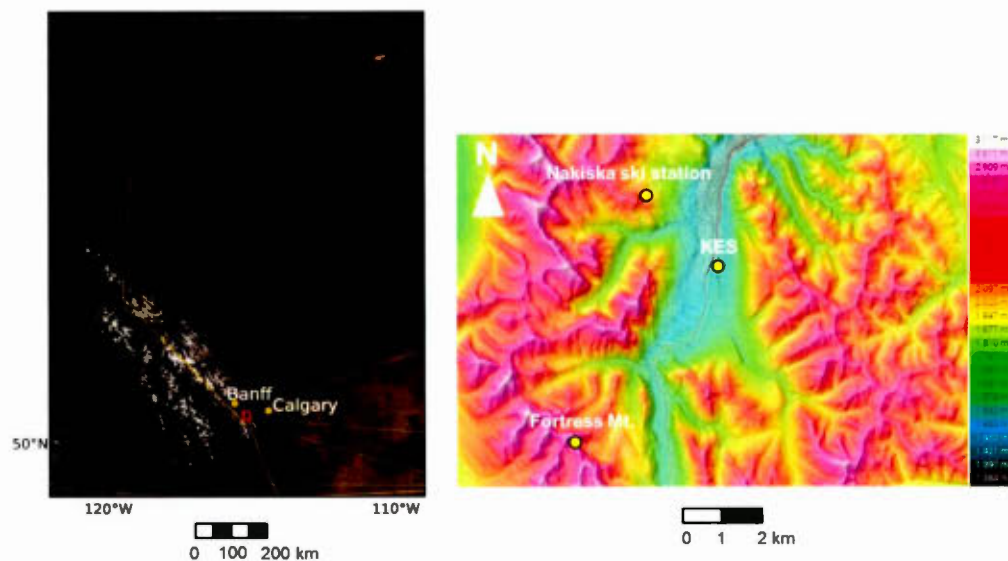


Figure 2.1 Carte topographique de la région de Kananaskis, Alberta, et localisation des différents sites de mesure utilisés durant la campagne de terrain 2015. Ces sites sont Nakiska ski station (min : 1479 m – max : 2258 m au-dessus du niveau de la mer), la montagne Fortress (2050 m altitude au-dessus du niveau de la mer) et le site Kananaskis Emergency service (KES) situé à 1445 m au-dessus du niveau de la mer.



Figure 2.2 Système de mesure au site principal KES dans la vallée de Kananaskis, Alberta. De gauche à droite : pluviomètre Geonor placé dans un bouclier single Alter, antenne radio/GPS associée au système de radiosondage, OTT Parsivel 2 et Micro Rain Radar 2.

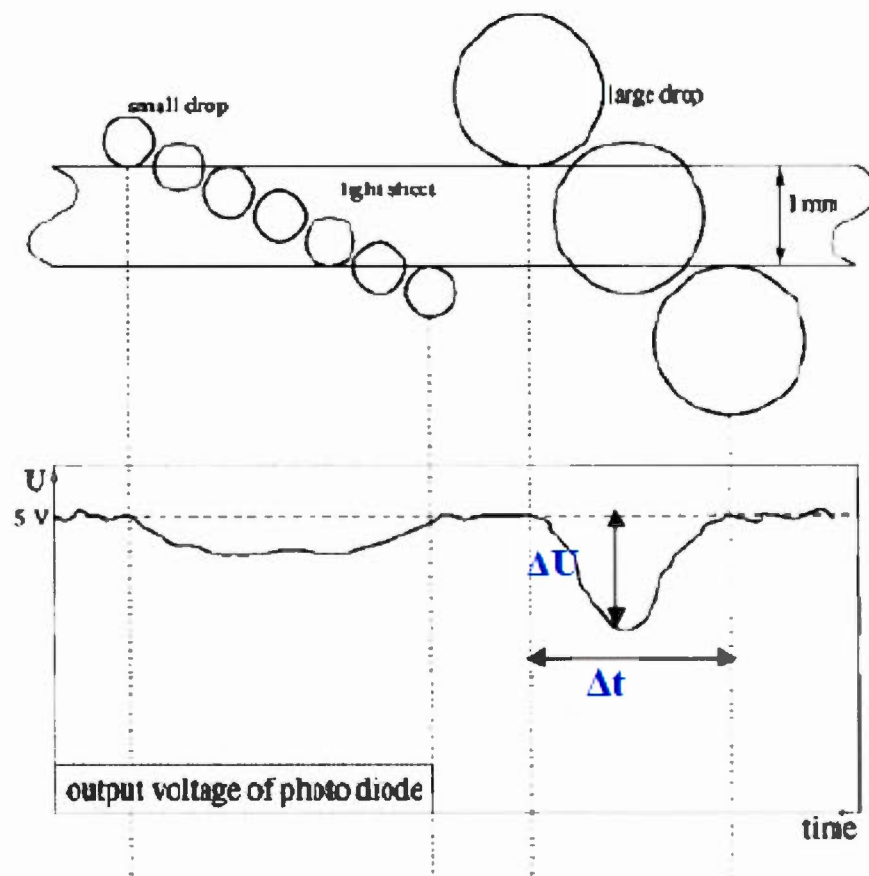


Figure 2.3 Diagramme schématisant le principe de la mesure d'un disdromètre optique, OTT Parsivel 2, avec les particules qui traversent le faisceau laser infrarouge (en haut) et le signal correspondant reçu par le capteur (en bas). L'amplitude de la variation du voltage ΔU et du temps Δt est proportionnelle à la taille des particules (tiré de Löffler-Mang et Joss, 2000).

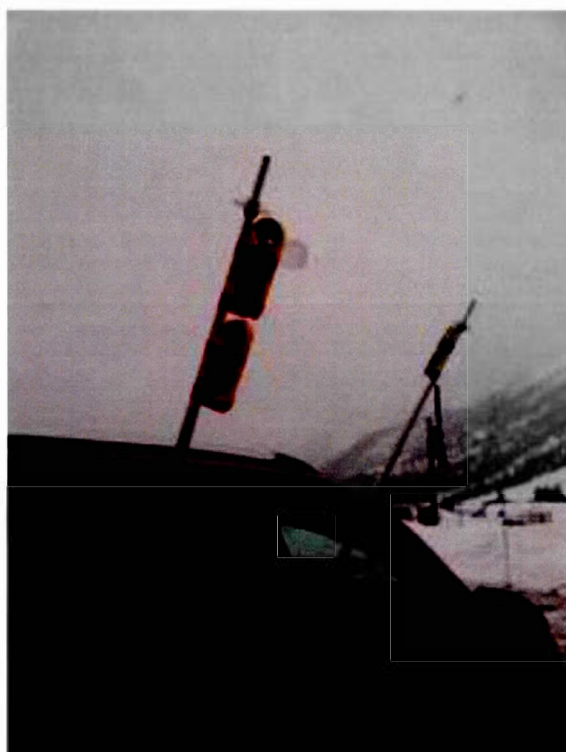


Figure 2.4 Mesures des conditions météorologiques en voiture à l'aide des stations météo portables Kestrels sur la route de *Fortress Mountain*.

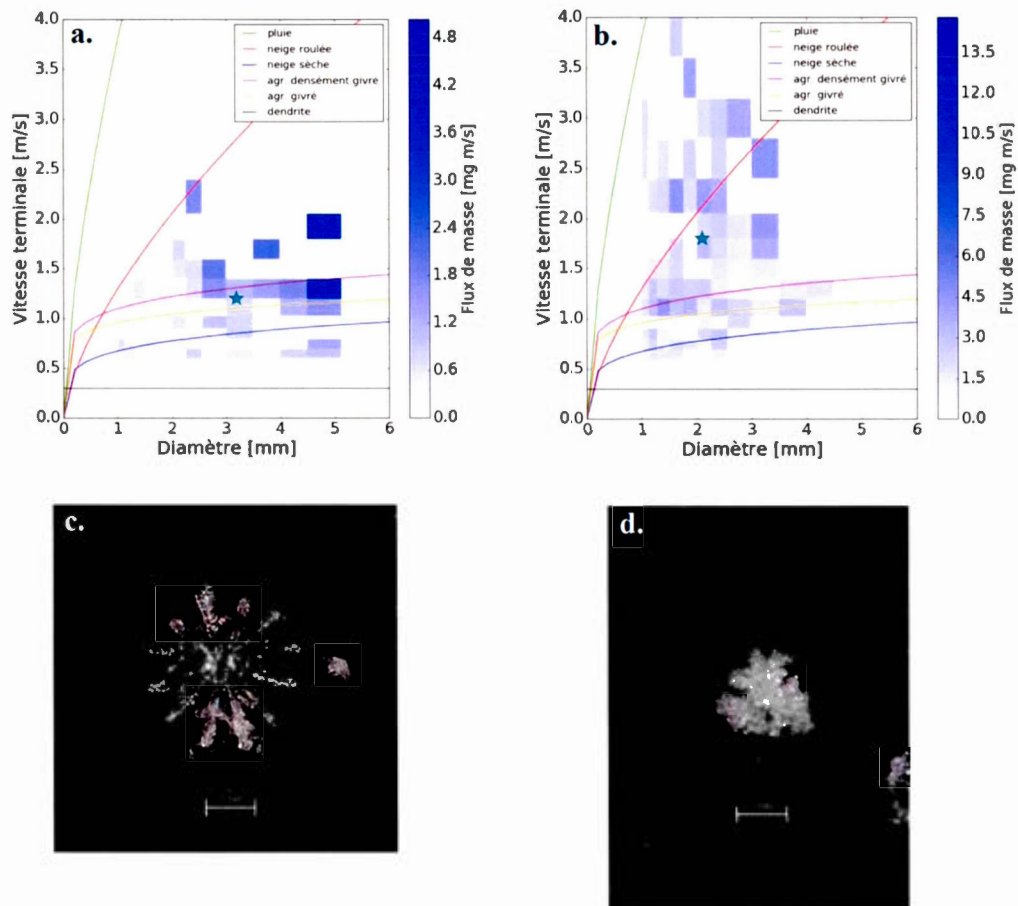


Figure 2.5 (a,b) Distributions bimodales de taille et de vitesse de chute des particules. (c,d) Macrophotographies des flocons (Hung, 2017) aux mêmes instants qu'en a et b, respectivement. Les panels a et c sont associés à l'événement du 4-5 avril 2015. Les panels b et d sont associés à l'événement du 11-12 avril 2015. En haut, l'étoile verte matérialise le CFM associé avec le type principal de particules parmi les distributions sur 5-min.

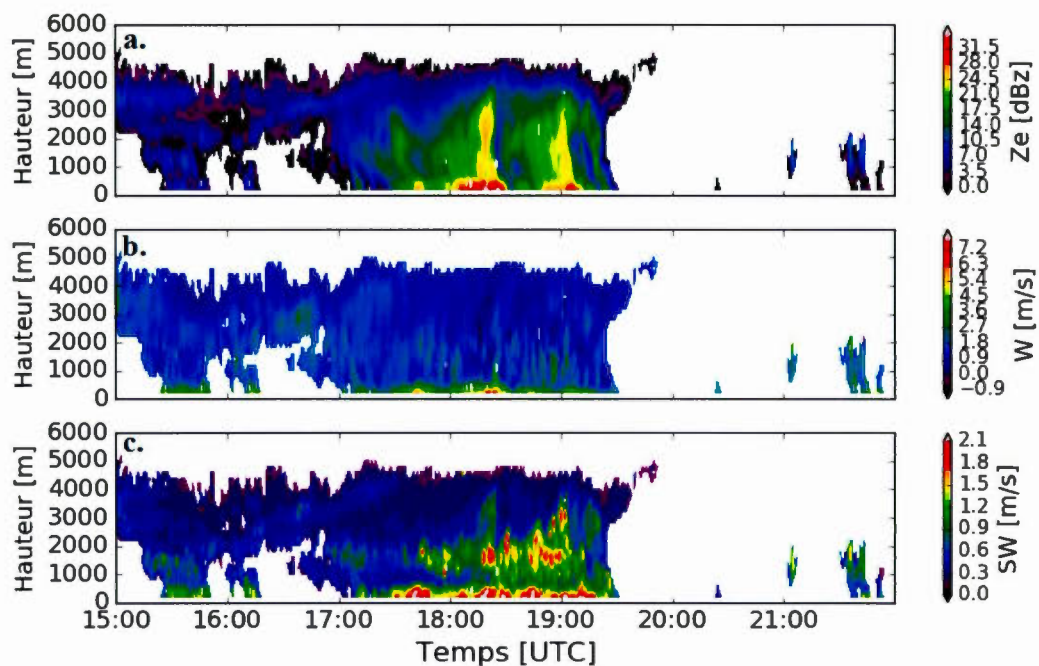


Figure 2.6 Séries temporelles des champs de (a) réflectivité équivalente Z_e , (b) des vitesses Doppler W , et (c) de largeur spectrale SW , mesurés par un Micro Rain Radar (MRR2) et associé avec l'événement météorologique du 28 mars 2015 au-dessus du site KES. L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les données brutes ont été traitées avec l'algorithme de Maahn et Kollias (2012). Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

Tableau 2.1 Relations empiriques des vitesses de chute v_T (m/s) et de la masse m (mg) des particules en fonction du diamètre D (mm) associées avec 6 types de particules diagnostiqués : pluie, neige roulée, agrégats fortement givrés, agrégats givrés, neige sèche et dendrites.

Types de particules	Vitesse de chute = $v_T(D)$ = [m/s]	Masse = $m(D)$ = [mg]
pluie (Atlas et al., 1977)	$3.78 \times D^{0.67}$	$0.52 \times D^3$
neige roulée (Locatelli and Hobbs, 1974)	$1.3 \times D^{0.66}$	$0.078 \times D^{2.8}$
agrégats fortement givrés (Ishizaka, 1995)	$1.1 \times D^{0.57}$	$0.094 \times D^{1.9}$
agrégats givrés (Ishizaka, 1995)	$0.96 \times D^{0.12}$	$0.068 \times D^{1.9}$
neige sèche (Rasmussen, 1999)	$0.107 \times D^{0.2}$	$0.089 \times D^2$
dendrites (Nakaya, 1954)	0.3	$0.0038 \times D^2$

CHAPITRE III

ÉVÉNEMENTS MÉTÉOROLOGIQUES OBSERVÉS DURANT LA CAMPAGNE DE TERRAIN 2015

3.1 Analyse de la direction de propagation des précipitations au-dessus de la vallée de Kananaskis

Durant l'ensemble de la campagne (15 mars – 30 avril 2015), 17 événements météorologiques (ayant une durée supérieure ou égale à 1h) ont été observés. La durée de ces événements varie de 1h (17 avril 2015) à 19h (11-12 avril 2015). L'analyse des simulations numériques, produites par le modèle GEM-LAM, de la direction du vent au-dessus de vallée de Kananaskis pour chacun de ces événements révèle que parmi ces 17 événements, 11 étaient associés à un écoulement de l'air de l'ouest (événements *descendants*) et 6 étaient associés à un écoulement de l'air de l'est (événements *ascendants*).

L'analyse des cartes de ré-analyses à la surface nous donne une meilleure confiance dans les résultats présentés juste dans le précédent paragraphe. La figure 3.1 présente les cartes de ré-analyses (figures 3.1a et b), ainsi que les données simulées par le modèle GEM-LAM à la surface (figures 3.1c et d) associées aux événements météorologiques du 28 mars 2015 et du 4-5 avril 2015 respectivement. En effet, on peut observer que les simulations numériques sont en accord avec les cartes de ré-analyses à la surface, en particulier la présence d'un écoulement de l'air à la surface

venant de l'ouest durant l'événement du 28 mars 2015 (figures 3.1a et c) et d'un écoulement de l'air à la surface venant de l'est durant l'événement du 4-5 avril 2015 (figures 3.1 b et d). Cette approche a été utilisée pour déterminer la direction de propagation des précipitations au-dessus de notre région d'intérêt, et ce pour tous les événements observés.

A noter que l'événement du 2 avril 2015 était un cas particulier car il était associé à un vent de secteur nord, mais a été classifié comme étant un événement *ascendant* (figure 3.2). Sur cette figure, la direction du vent a été représentée à différentes altitudes, en termes de la hauteur du géopotentiel, associée aux différents niveaux de pression simulés par le modèle. On s'aperçoit qu'entre 0300 UTC et 0600 UTC, le vent près de la surface vient du nord-nord-est, ce qui est associé à un mouvement de l'air vers le haut de la pente des montagnes dans la région. En effet, l'orientation nord-ouest-sud-est des Rocheuses Canadiennes (voir figure 2.1) fait qu'un événement météo associé à un vent du nord entrainera un mouvement de l'air vers le haut de la face orientale de ce massif montagneux.

Par ailleurs, l'analyse frontale à partir des cartes de ré-analyses à la surface a révélé l'occurrence de fronts chauds, froids et occlus, mais les précipitations étaient observées même en l'absence de systèmes frontaux. Cela suggère d'autres mécanismes de formation des précipitations, comme le soulèvement orographique (air qui est obligé de monter les pentes des montagnes par conservation de la masse), ou par convection provoquée par le réchauffement diurne de la surface.

3.2 Description des événements météorologiques

Le tableau 3.1 énumère la liste des événements documentés pendant la campagne de terrain 2015. Il présente pour chaque événement le type d'événement (*ascendant* ou *descendant*), le type principal de précipitations (pluie, précipitations mixtes et neige)

observé à la surface, la durée de l'événement, ainsi que les données disponibles, dont les données d'observations manuelles, les données mesurées par les instruments (station météo, pluviomètre Geonor, Parsivel, MRR2 et radiosondages), les données issues de ré-analyses ainsi que les données simulées par le modèle GEM-LAM.

Les conditions atmosphériques en altitude et à la surface associées à 4 événements météorologiques significatifs seront décrites dans la suite de cette étude. Plus particulièrement, nous choisirons 2 événements représentatifs, en termes des quantités ainsi que des types de précipitations produits, associés à chacun des 2 types d'événements, *descendants* et *ascendants*, au-dessus de la vallée. Il s'agit des événements *descendants* du 31 mars et du 18 avril 2015, ainsi que des événements *ascendants* du 4-5 avril et du 25-26 avril 2015. La description des autres événements observés durant la campagne de terrain sont présentés dans l'annexe A.

3.2.1 Exemples d'événements *descendants*

i. 31 mars 2015

Lors de l'événement du 31 mars 2015 (figure 3.3), tous les instruments étaient opérationnels. Il s'est déroulé entre 2000 UTC et 2300 UTC. La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure 3.3a) révèle la présence d'un écoulement de l'air du sud-ouest à tous les niveaux. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*. Contrairement aux événements *descendants* du 21-22 mars et 28 mars 2015 présentés dans l'annexe A, l'intensité du vent augmente linéairement avec l'altitude avec des valeurs allant de 15 nœuds près de la surface jusqu'à environ 125 nœuds au plus haut niveau simulé (~5500 m d'altitude).

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre environ 3°C et 12°C tandis que l'humidité relative variait entre ~30 % et ~90 % (figure 3.3b-c). A

noter que la diminution de la température mesurée à la surface entre 2130 UTC et 2230 UTC a été bien prédite par la simulation du modèle GEM-LAM. Cette advection d'air froid à tous les étages est probablement associée à l'approche d'un creux en altitude au-dessus de la vallée de Kananaskis.

Finalement, les observations manuelles révèlent les précipitations étaient sous forme de pluie seule et mixte (mélange de pluie et de neige) (figure 3.3d). On remarque que l'occurrence de précipitations mixtes observées à la surface entre 2150 UTC et 2210 UTC est associée avec la baisse sensible des températures dans ce cas-ci.

ii. 18 avril 2015

Lors de l'événement du 18 avril 2015 (figure 3.4), tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 0400 UTC et 2200 UTC. La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure 3.4a) révèle la présence d'un écoulement de l'air du secteur nord-ouest à la surface et de secteur ouest dans les plus hauts niveaux. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*. De plus, on remarque que l'intensité du vent augmente linéairement avec l'altitude avec des valeurs allant de 5 nœuds près de la surface jusqu'à environ 130 nœuds au plus haut niveau simulé (~5500 m d'altitude). Concernant l'évolution temporelle du profil vertical de température, on observe une diminution de la température entre 0800 UTC et 1400 UTC à tous les niveaux d'altitude, suivi d'une augmentation de la température après 1600 UTC vers les plus hauts niveaux. Cela suggère la présence et le déplacement d'un creux suivi d'une crête atmosphérique en altitude au-dessus de la vallée de Kananaskis.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre ~0°C et 10°C tandis que l'humidité relative oscillait entre ~40 % et près de 90 % avec des variations brutales (figure 3.4b et c).

Les observations manuelles (figure 3.4d) révèlent l'occurrence des 3 types de précipitation à la surface (pluie, précipitations mixtes, neige). Plus particulièrement, on observe l'alternance de précipitations sous forme de pluie seule et de précipitations mixtes entre 0500 et 0800 UTC. Ce changement de type de précipitation peut s'expliquer avec la baisse des températures près de la surface combinée avec l'augmentation de l'humidité relative durant cette période. Enfin, la présence de neige seule jusqu'à la fin de l'événement peut s'expliquer par l'advection froide de température à tous les niveaux à partir de 0800 UTC.

3.2.2 Exemples d'événements *ascendants*

i. 4-5 avril 2015

Lors de l'événement du 4-5 avril 2015 (figure 3.5), tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 1600 UTC et 0800 UTC (le 5 avril 2015). La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure 3.5a) révèle un vent du nord-est entre la surface et ~3000 m d'altitude durant la majeure partie de l'événement. Au-dessus de cette couche, le vent souffle du sud-sud-ouest. A noter qu'entre 1600 UTC et 2000 UTC, un changement de la direction des vents s'est produite, avec la présence de vent du sud-ouest de 1600 UTC à 1800 UTC entre la surface et 2000 m d'altitude, un vent nul aux environs de 1800 UTC, puis des vents du nord-est entre 1800 UTC et 2000. Cet événement a été classé comme événement *ascendant*. On remarque également que l'intensité du vent est relativement faible comparée aux événements *descendants* présentés précédemment et dans l'annexe A. En effet, les valeurs n'excèdent pas les 30 nœuds à tous les niveaux d'altitude simulés.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre environ -3°C et 5°C tandis que l'humidité relative variait entre 55 % et 95 % (figure 3.5b et c). On

remarque que les variations de T et HR à la surface sont plus grandes lorsque le vent près de la surface venait du sud-ouest au début de l'événement, tandis que ces variations sont plus faibles lorsque le vent soufflait de l'est à partir de 2100 UTC jusqu'à la fin de l'événement. À noter que l'augmentation de la température mesurée à la surface entre 1800 UTC et 2100 UTC a été bien prédite par la simulation du modèle GEM-LAM.

Les observations manuelles rapportent de la neige de façon interrompue durant tout l'événement (figure 3.5d). De ce fait, cet événement constitue l'événement *ascendant* le plus significatif observé durant l'ensemble de la campagne de terrain.

ii. 25-26 avril 2015

Lors de l'événement du 25-26 avril 2015 (figure 3.6), tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 2000 UTC et 0300 UTC (le 26 avril 2015). La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure 3.6a) révèle un vent du nord-est entre la surface et ~ 3000 m d'altitude durant la majeure partie de l'événement. Au-dessus de cette couche, le vent de l'ouest. Cet événement a été classé comme événement *ascendant*. On remarque également que l'intensité du vent est relativement faible, et comparable avec l'intensité du vent associé aux autres événements *ascendants* présentés précédemment et dans l'annexe A. En effet, les valeurs n'excèdent pas 30 nœuds à tous les niveaux d'altitude simulés.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre $\sim 0^\circ\text{C}$ et 10°C tandis que l'humidité relative variait entre $\sim 35\%$ et 80% (figure 3.6b-c). À noter que la diminution de la température mesurée à la surface entre 2100 UTC et 0300 UTC a été bien prédite par la simulation du modèle GEM-LAM. On observe également que les températures simulées par le modèle augmentent légèrement vers 0000 UTC le 26 avril 2015 au-dessus de 3500 m d'altitude. Ces variations de température à la

verticale suggèrent la présence et le déplacement d'un creux suivi d'une crête atmosphérique en altitude au-dessus de la vallée de Kananaskis.

Les observations manuelles révèlent des précipitations était mixte entre 2100 UTC et 2250 UTC, et de la neige (givrée ou non) jusqu'à la fin de l'événement (figure 3.6d). Ce changement de type de précipitation peut s'expliquer par la diminution continue de la température et de l'augmentation de l'humidité relative (i.e. diminution de la température du thermomètre mouillée) près de la surface au cours de l'événement.

3.3 Synthèse des caractéristiques des événements *ascendants* et *descendants* observés

L'analyse de la direction du vent au-dessus de KES a révélé l'existence de 2 principaux types d'écoulements, *ascendants* et *descendants* associés à tous les événements météorologiques observés durant la campagne de terrain. Par la suite l'analyse détaillée de 2 événements *descendants* et 2 événements *ascendants* significatifs, a mis en évidence des différences dans les conditions atmosphériques à la surface et en altitude dépendamment de la direction du vent au-dessus de la région. Par exemple, les résultats suggèrent que les événements *descendants* sont associés avec des vents forts, en particulier à haute altitude avec des valeurs supérieures à 100 nœuds, tandis que les événements *ascendants* sont associés avec des vents sensiblement plus faibles, dépassant rarement 30 nœuds à tous les niveaux d'altitude. De plus, les observations manuelles suggèrent que 3 catégories de précipitations, à savoir la neige (givrée ou non), les précipitations mixtes et la pluie, ont été observés durant les événements *descendants*, décrits dans la section 3.2, tandis que la neige semble être le type de précipitations majoritaire observé durant les événements *ascendants*. Par ailleurs, il semblerait que les valeurs de température et d'humidité relative varient beaucoup plus fortement et rapidement durant les événements *descendants* par rapport aux événements *ascendants*. Ce dernier résultat est relié à la

plus forte occurrence d'éclaircies, et donc la présence du rayonnement solaire réchauffant l'air près de la surface, durant les événements *descendants* selon les données d'observations manuelles.

A noter que l'analyse des profils verticaux de température simulés par le modèle GEM-LAM et l'analyse des cartes d'altitude à 500 hPa associés à certains événements (Annexe B) suggèrent la présence et le déplacement de creux et de crêtes atmosphériques en altitude au-dessus de la vallée de Kananaskis. On remarque que les précipitations changent de phase lors du passage d'un creux en altitude. En effet, on observe que pour les événements météo du 31 mars 2015 et du 18 avril 2015, les précipitations passent de la phase liquide à la phase mixte et/ou solide au moment où le creux se déplace au-dessus de KES.

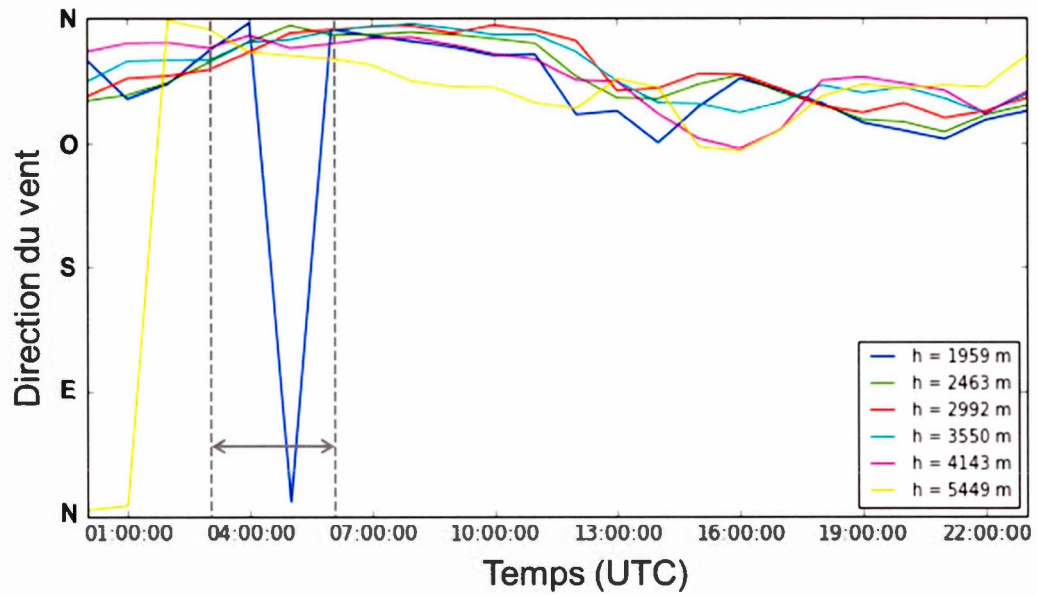


Figure 3.2 Direction du flux de vent au-dessus de KES à différents niveaux d'altitude, déterminées à partir des simulations du modèle GEM-LAM à 2.5 km de résolution du 2 avril 2015. Les lignes en pointillé et les flèches représentent les périodes associées avec des précipitations observées à la surface.

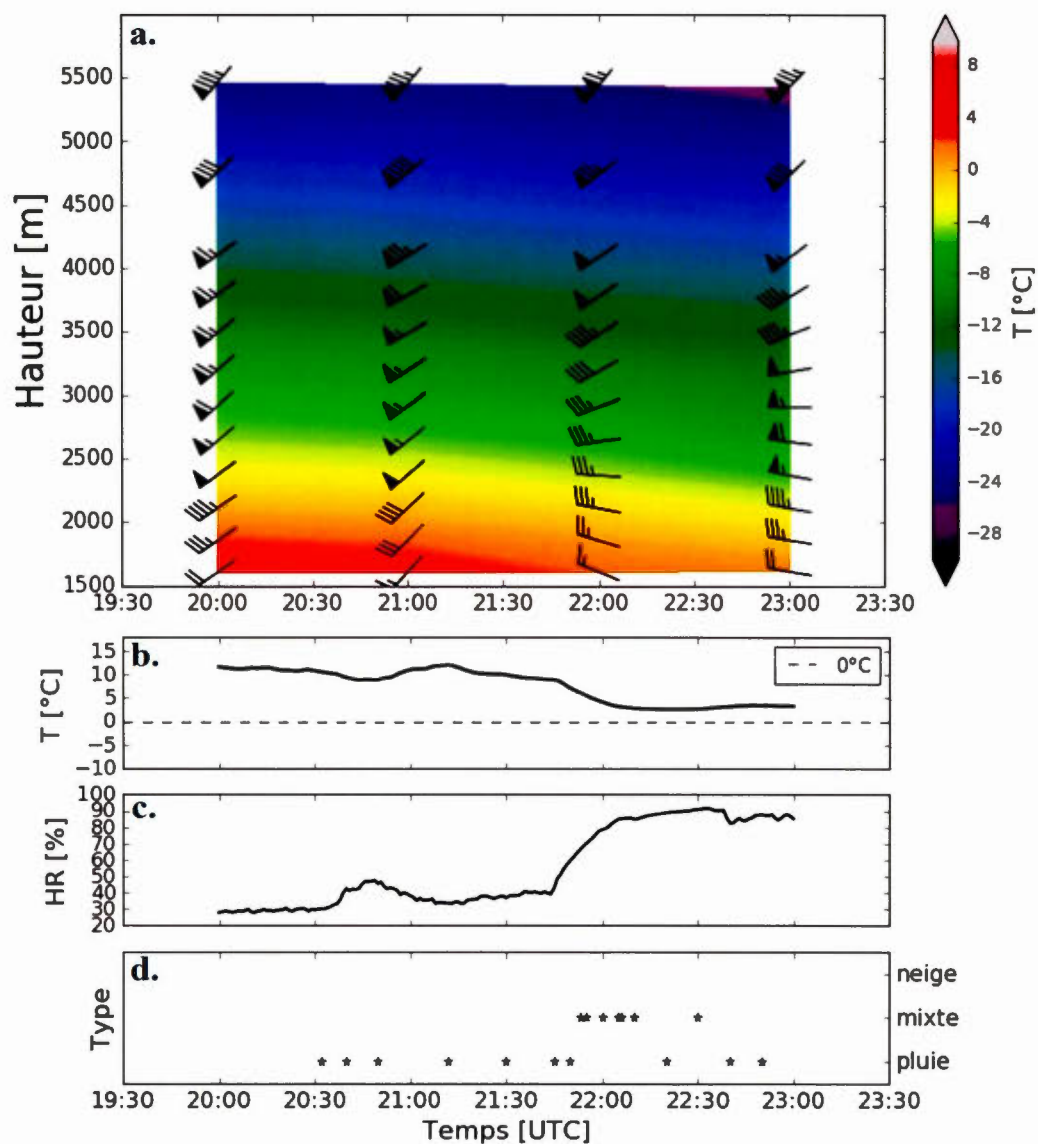


Figure 3.3 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 31 mars 2015. L'axe y sur le panel a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

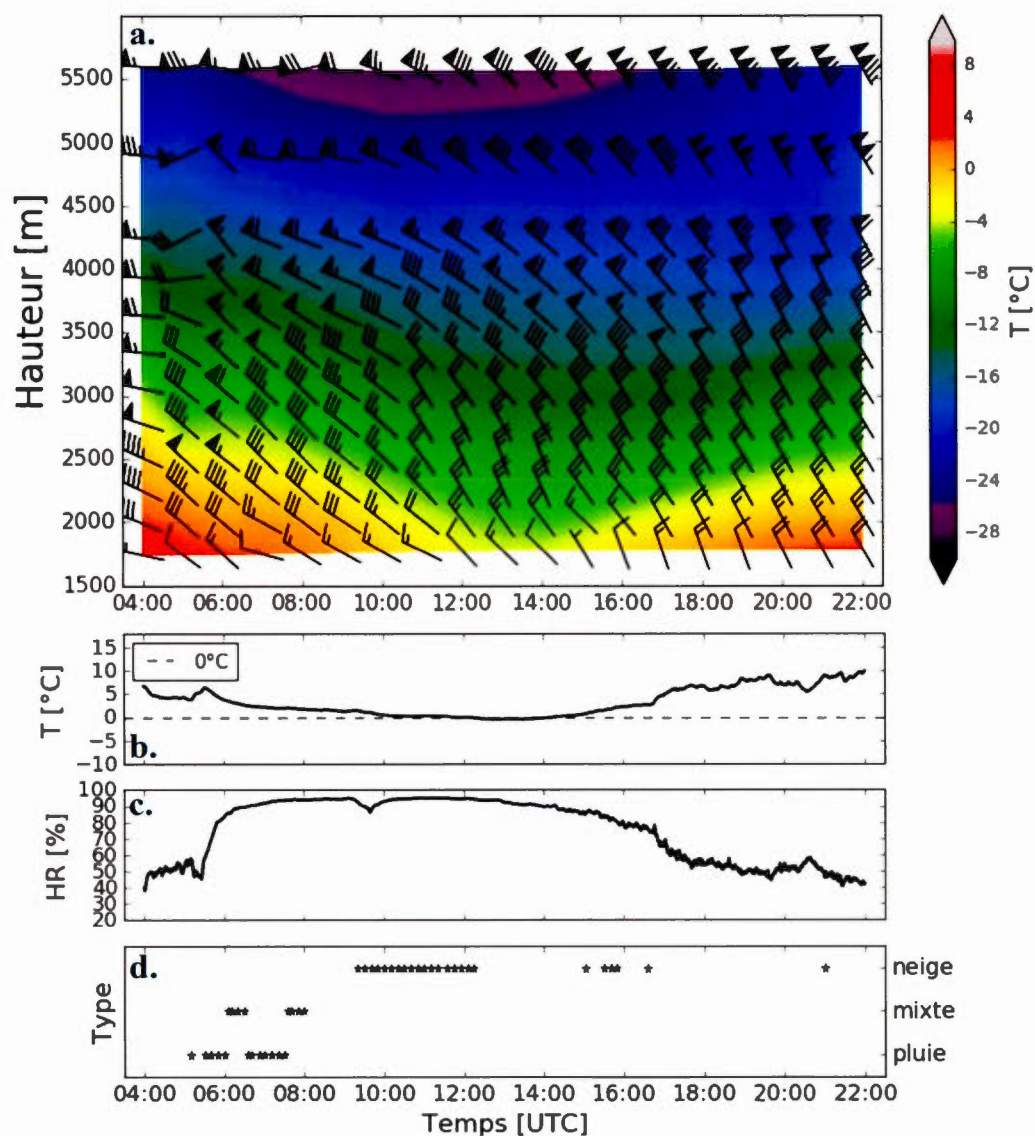


Figure 3.4 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 18 avril 2015. L'axe y sur le panel a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

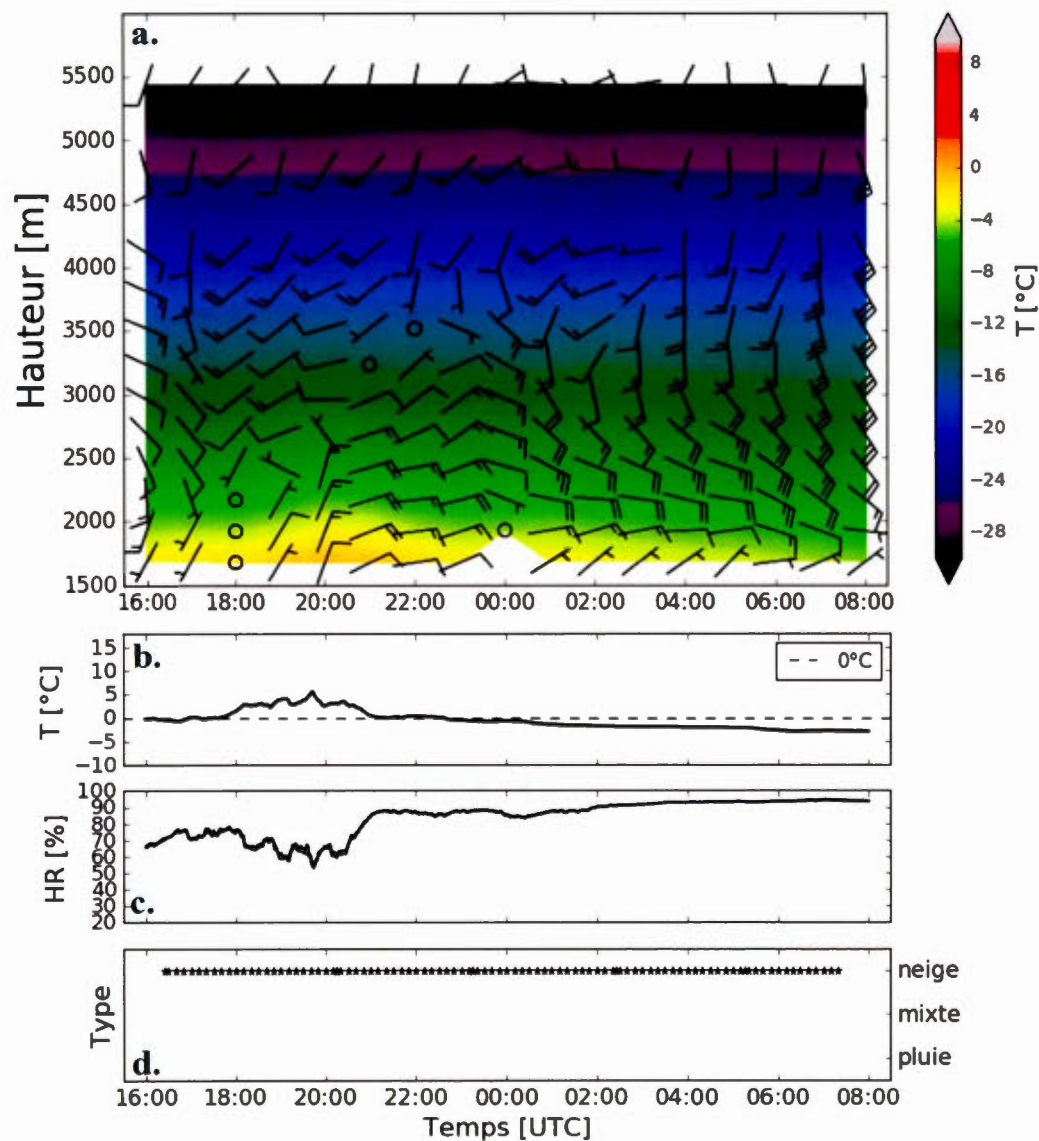


Figure 3.5 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 4-5 avril 2015. L'axe y sur le panel a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

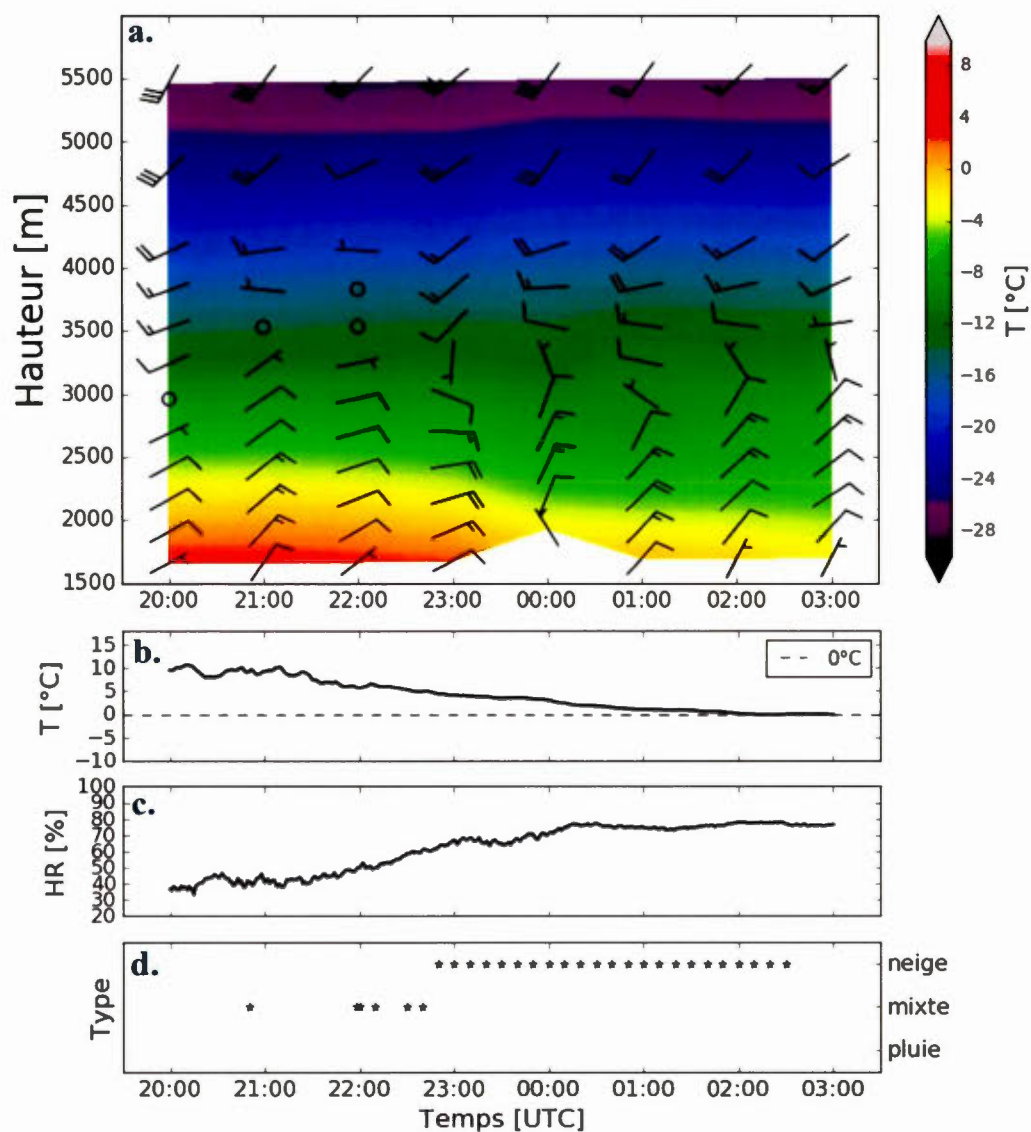


Figure 3.6 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 25-26 avril 2015. L'axe y sur le panel a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

Tableau 3.1 Liste des événements météorologiques observés durant la campagne de terrain 2015 dans la vallée de Kananaskis. ✓ signifie que les données sont disponibles. X signifie que les données ne sont pas disponibles. Les événements colorés en gris n'ont pas été analysés dans cette étude.

Date	Événement météo	Précip.	Durée	Obs. surf.	Station météo	Parsivel	MRR 2	GEM LAM	Photo neige
15-16/03	ascendant	neige	10h	X	X	✓	X	X	✓
21-22/03	descendant	mixte	4h	✓	✓	✓	X	✓	X
23/03	ascendant	neige	3h	✓	✓	X	✓	✓	X
28/03	descendant	pluie	7 h	✓	✓	✓	✓	✓	X
31/03	descendant	mixte	3 h	✓	✓	✓	✓	✓	X
02/04	ascendant	neige	3 h	✓	✓	✓	✓	✓	X
04-05/04	ascendant	neige	16 h	✓	✓	✓	✓	✓	✓
05/04	ascendant	neige	2 h	✓	✓	✓	✓	✓	X
11-12/04	descendant	neige	19 h	✓	✓	✓	✓	✓	✓
12/04	descendant	neige	8 h	✓	✓	✓	✓	✓	✓
14-15/04	descendant	mixte	12 h	✓	✓	✓	✓	✓	✓
17/04	descendant	pluie	1 h	✓	✓	✓	✓	✓	X
18/04	descendant	mixte	18 h	✓	✓	✓	✓	✓	✓
22/04	descendant	mixte	2 h	✓	✓	✓	✓	✓	X

Date	Événement météo	Précip.	Durée	Obs. Surf.	Station météo	Parsivel	MRR 2	GEM LAM	Photo neige
24-25/04	descendant	mixte	2 h	✓	✓	✓	✓	✓	x
25-26/04	ascendant	mixte	7 h	✓	✓	✓	✓	✓	✓
29/04	descendant	pluie	12 h	✓	✓	✓	✓	✓	x

CHAPITRE IV

CONDITIONS A LA SURFACE ET TYPES DE PRECIPITATIONS

4.1 Relation entre la température, l'humidité relative et le type de précipitations à la surface

Durant l'ensemble de la campagne de terrain, 434 observations du type précipitations à la surface ont été collectées. Parmi ces observations, 399 ont été utilisées dont 247 ont été collectées durant les événements *descendants* (~61.9 % des observations), et 152 durant les événements *ascendants* (~38.1% des observations). Les 35 observations restantes étaient associées aux événements du 21 mars et du 23 mars 2015 qui n'ont pas été analysés dans cette étude.

La figure 4.1 présente la répartition, en termes de pourcentage, des types de précipitations observés à la surface durant l'ensemble des événements indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. On observe notamment qu'environ 77.7 % des précipitations observées à la surface étaient sous forme de neige seule (givrée ou non), tandis que 16% étaient sous forme de pluie, et enfin 6.3% étaient en phase mixte.

On peut également représenter les types de précipitations observés à la surface dépendamment de la direction du vent au-dessus de la vallée. Les résultats sont présentés dans la figure 4.2. On observe notamment que les événements *descendants* (figure 4.2a) sont associés avec l'occurrence de précipitations sous forme de neige

seule (66.4 %), de précipitations sous forme de pluie seule (25.9%) et enfin des précipitations en phase mixte (7.7%). Cela diffère sensiblement avec les événements *ascendants* (figure 4.2b), lesquels sont associés principalement avec de la neige seule (96.1%), une faible fraction de précipitations mixtes (3.9%) et l'absence de précipitations sous forme de pluie seule.

Les résultats présentés dans le chapitre 3 ont mis en évidence un lien le type de précipitations et les conditions météorologiques à la surface. Par exemple, durant l'événement du 31 mars 2015, les observations manuelles ont montré la présence de pluie associée à des températures jusqu'à environ 13°C et une humidité relative inférieure à 30 % entre 2100 UTC et 2130 UTC (figure 3.3b, c et d). Cependant, on remarque un changement de type de précipitations entre ~2150 UTC et 2210 UTC associé avec une baisse sensible des températures (environ 10°C à 2130 UTC contre 4°C à 2200 UTC). Or, le type de précipitations s'est changé en pluie 10 minutes plus tard (à 2220 UTC), alors que la température avait encore chuté jusqu'à environ 3°C. Il est alors légitime de supposer que ce changement type de précipitations est associé avec l'augmentation de l'humidité relative à la surface (80% à 2200 UTC contre 90% à 2220 UTC).

Ainsi en appliquant la méthode de Matsuo et al. (1981), nous avons obtenu une relation entre la température, l'humidité relative et le type de précipitation à la surface (pluie, précipitations mixtes, neige givrée ou non), indépendamment de la direction du vent au-dessus de la vallée (figure 4.3), et pour les événements *descendants* et *ascendants* séparément (figure 4.4a et b). Seulement les précipitations associées avec des températures $> 0^{\circ}\text{C}$ ont été représentées pour mettre en évidence la présence de neige à des valeurs positives de température et à de basses valeurs d'humidité relative.

En effet, les observations dans la région révèlent que l'occurrence de neige à des températures bien au-dessus de 0°C est principalement associée avec des conditions

où l'environnement est sous-saturé ($30 \% < HR < 95\%$). Notamment, la neige a été observée à $T \approx 8^{\circ}\text{C}$ et avec $HR < 50 \%$ à la surface durant les événements *descendants* (figure 4.4a).. Par ailleurs, on observe que les événements *descendants* sont associés avec les 3 types de précipitations (pluie, précipitations mixtes et neige) tandis que les événements *ascendants* sont principalement associés avec la neige (figure 4.4b). Enfin, les résultats montrent que la neige et les précipitations mixtes sont associées avec des températures plus élevées par rapport aux critères définis par Matsuo et al. (1981), en particulier pendant les événements *descendants*. Ce résultat suggère que les types de précipitations observés à la surface ne dépendent pas seulement de la température et de l'humidité à la surface. D'un autre côté durant les événements *ascendants*, les résultats semblent mieux correspondre avec les critères de Matsuo et al. (1981), ce qui suggère des conditions plus humides par rapport aux événements *descendants*. A noter qu'étant donné que ces critères ont été définis dans un climat plus humide où d'autres types de flocons de neige peuvent être observés, il est acceptable que les résultats ne correspondent pas parfaitement avec ces critères. De plus, les différences dans les résultats peuvent être associées à la mesure de la température et de l'humidité relative par la station météo déployée pour la campagne de terrain. L'annexe C présente les différences entre les valeurs mesurées par la station déployée pour la campagne de terrain, et celles mesurées par la station météo permanente du site KES.

4.2 Diagnostic et caractéristiques des types de précipitations

Dans cette sous-section, nous allons identifier les différents types de particules et analyser leurs caractéristiques seront analysées. En particulier, le nombre d'occurrences, la taille et la vitesse de chute des particules sont analysées

conjointement avec la température et l'humidité relative à la surface indépendamment de la direction du vent dans la vallée.

La figure 4.5 présente les différences des conditions à la surface, associées avec tous les événements indépendamment de la direction de propagation des précipitations et pour les événements *descendants* et *ascendants*. On observe notamment que pour l'ensemble des événements :

- le diamètre médian des particules est d'environ 1.8 mm (figure 4.5a),
- la vitesse de chute médiane des particules est d'environ 1.8 m/s (figure 4.5b),
- la température médiane de l'air à la surface est d'environ 2°C (figure 4.5c),
- l'humidité relative médiane à la surface est d'environ 82% (figure 4.5d).

Si on prend en compte le type d'écoulement de l'air au-dessus de la vallée, on s'aperçoit que les valeurs moyennes sont similaires aux résultats précédents, sauf celles concernant la température médiane de l'air (figure 4.5b) qui est sensiblement plus élevée dans le cas *descendant* que dans le cas *ascendant* (environ 2°C contre 0°C respectivement). Cela peut expliquer la plus forte occurrence de pluie et de précipitations en phase mixte observée durant les événements *descendants* par rapport aux événements *ascendants*. De plus, on remarque que l'intervalle de valeurs (y compris les valeurs limites) pour les caractéristiques présentées est plus large dans le cas *descendant* que dans le cas *ascendant*, en particulier concernant la vitesse de chute des particules et l'humidité relative. Ce résultat suggère que la variation de l'humidité relative a un impact sur les caractéristiques des particules précipitantes.

La méthode du *CFM* utilisée par Ishizaka et al. (2013) nous permet de déterminer principaux types de flocons de neige, basé sur le degré de givrage, en addition de la pluie. Un total de 6 types de précipitations est diagnostiqué : la pluie, la neige roulée, les agrégats givrés et fortement givrés, la neige sèche et les dendrites. La différence principale entre la neige sèche et les dendrites sont la vitesse chute car ces 2 types de précipitations ne sont pas givrés. Les relations théoriques de la vitesse de chute et de

la masse de ces particules sont référées dans le tableau 2.1. Cette méthode a été mise en application sur les particules détectées par le disdromètre optique en utilisant des distributions de particules sur 5 min. Ces distributions posséderont des nombres de particules différents dépendamment de l'évolution des précipitations à la surface, notamment le type et l'intensité des précipitations. Chacune de ces distributions consiste en un échantillon pour l'analyse du *CFM*. La figure 4.6 présente le nombre d'échantillons utilisés pour le calcul des *CFM*, en fonction du nombre de particules détectées par le disdromètre optique. On observe que parmi les 544 échantillons utilisés, la majorité possèdent 500 particules et moins, et plus de 200 échantillons possèdent 100 particules et moins (figure 4.6a). En particulier, on remarque que 54 échantillons (environ 10%) sont associés à des distributions possédant de 1 à 10 particules (figure 4.6b), ce qui peut avoir un effet sur la précision des résultats.

En comptant le nombre d'occurrences des 6 types de particules pour tous les événements analysés indépendamment du type d'événement observé à KES, on peut obtenir le pourcentage d'occurrence de chacun de ces types. Les résultats sont présentés dans la figure 4.7. Pour l'ensemble des événements météorologiques analysés, l'occurrence de pluie représente 24.1% du nombre total de particules diagnostiquées, contre 35% pour la neige roulée, 33.1% pour les agrégats fortement givrés, 5.5% pour les agrégats givrés, 2.2% pour la neige sèche, et seulement 0.2% pour les dendrites. Ainsi, les 2 types principaux de particules solides déterminées avec la méthode du *CFM* sont la neige roulée et les agrégats fortement givrés.

De la même façon que dans la figure 4.3, on peut représenter les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013), en fonction de la température et de l'humidité relative à la surface, pour tous les événements indépendamment de la direction du vent. Les résultats sont présentés dans la figure 4.8. On observe notamment que la pluie diagnostiquée avec la méthode du *CFM* semble correspondre à celle identifiée avec les critères de Matsuo et al. (1981), mis à part quelques données se trouvant entre dans la section des précipitations mixtes et

sous forme de neige seule. De plus, on remarque que les particules givrées et fortement givrées (agrégats givrés, agrégats fortement givrés et neige roulée) se retrouvent aussi dans la section associée aux précipitations mixtes et de neige. Enfin, les particules non-givrées sont principalement dans la région associée à la neige seule. En effet, une particule givrée a une vitesse de chute plus grande qu'une particule non-givrée de taille similaire. Ainsi, une particule fortement givrée fond plus lentement qu'une particule qui n'est pas givrée, d'où l'occurrence de particules givrés dans la région du diagramme associée avec les précipitations mixtes.

La figure 4.9 présente le ratio des CFM calculés en fonction du diamètre des particules pour tous les événements indépendamment de la direction du vent. On observe par exemple que la pluie est associée avec une grande proportion de gouttes ayant un diamètre limité, avec un diamètre < 1 mm. Concernant la neige roulée, la distribution de taille est sensiblement plus large, et la plus forte proportion est associée avec un diamètre d'environ 1 mm. Les distributions de taille des agrégats givrés et fortement givrés sont plus larges encore que celles associées à la neige roulée, avec la plus forte proportion associée avec un diamètre d'environ 2 mm. Enfin, le manque de données concernant la neige sèche et les dendrites ne permet pas d'obtenir des résultats. La distribution de CFM associée à la taille des agrégats de neige est plus large que celles associées à la pluie et à la neige roulée car les vitesses de chute associées à ces 2 derniers types sont plus élevées. Ceci limite la croissance des particules par coalescence, dans le cas de la pluie, et par aggrégation ou accréition dans le cas de la neige roulée.

En effet, la figure 4.10 présente les différences des conditions à la surface associées avec les types de particules diagnostiqués. On observe notamment que pour l'ensemble des événements analysés :

- le diamètre médian des gouttes de pluie est inférieur à 1 mm, environ 2 mm pour les particules givrées (neige roulée et agrégats) et jusqu'à 3 mm pour les particules non-givrées (neige sèche et dendrites) (figure 4.10a),
- la vitesse médiane de chute est d'environ 3 m/s pour la pluie, entre 1 et 2 m/s pour les particules givrées et environ 1 m/s (et moins) pour les particules non-givrées (figure 4.10b),
- la température médiane de l'air à la surface est d'environ 5°C pour la pluie, 2°C pour la neige roulée, 0°C pour les agrégats fortement givrés, et sous le point de congélation pour les agrégats faiblement et non-givrées (figure 4.10c),
- l'humidité relative médiane pour la pluie et la neige roulée est en-dessous de 80% tandis qu'elle est d'environ 90% pour les autres types de particules (figure 4.10d).

A noter que l'absence de données concernant les dendrites est reliée au faible nombre de données disponibles pour ce type de précipitations.

4.3 Lien entre les caractéristiques des types de précipitations à la surface et la direction du vent

L'impact de la direction de l'écoulement de l'air au-dessus de la vallée de Kananaskis sur les caractéristiques des types de précipitations à la surface est analysé dans cette sous-section. De la même façon que précédemment, la figure 4.11 présente les pourcentages d'occurrences de chaque type de précipitations diagnostiqués avec la méthode du *CFM*, pour les événements *descendants* (figure 4.11a) et *ascendants* (figure 4.11b). On peut observer qu'il y a un fort pourcentage de pluie pendant les événements *descendants* (36.5%) tandis qu'il est beaucoup plus faible pendant les événements *ascendants* (6.7%). Cette différence significative est probablement reliée avec des températures de l'air à la surface plus élevées mesurées à KES durant les événements *descendants* par rapport aux événements *ascendant* (figure 4.5b). On

observe également que la neige roulée est plus commune durant les événements *ascendants* par rapport aux événements *descendants* (49.6% et 24.8% respectivement). Cette différence suggère plus d'accrétion des particules durant les événements *ascendants*, malgré le fait qu'il n'y ait pas de différence majeure dans l'humidité relative médiane associée avec les 2 types d'événements. Enfin on peut noter l'absence totale de dendrites (0%) durant les événements *ascendants*. Ces résultats ne signifient pas nécessairement qu'il n'y a eu aucune occurrence de dendrite durant ces événements, car l'analyse des macrophotographies révèlent la présence de dendrites pures ou de combinaisons de dendrites/plaques en particulier au cours de l'événement *ascendant* du 15 mars 2015 et de l'événement *descendant* du 21 mars 2015, lesquels n'ont pas été analysés dans cette étude. Il est également possible que la vitesse de chute utilisée pour diagnostiquer des dendrites soit trop faible (0.3 m/s), ce qui peut altérer les résultats.

On peut représenter les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013), en fonction de la température et de l'humidité relative à la surface pour les événements *descendants* et *ascendants* séparément. Les résultats sont présentés sur la figure 4.12. On observe que les résultats sont similaires à ceux présentés sur la figure 4.4, mis à part l'occurrence de pluie diagnostiquée dans le cas *ascendant*, laquelle est absente si on ne considère que les observations manuelles. Cela peut s'expliquer par le fait que plusieurs *CFM* étaient associées à des vitesses de chute se situant à mi-chemin entre les vitesses théoriques associées à la pluie et à la neige roulée, et peut traduire la présence de particules très fortement givrées ou bien à des particules en phase mixte tombant une vitesse similaire à celle de la pluie.

La figure 4.13 présente le ratio des *CFM* calculés en fonction du diamètre des particules, pour tous les événements *descendants* (figure 4.13a) et *ascendants* (figure 4.13b) respectivement. On remarque par exemple l'occurrence de gouttes de pluie avec un diamètre d'environ 9 mm pendant les événements *descendants* alors que le

diamètre des gouttes ne dépasse pas 5 mm dans le cas *ascendant*. Autrement, les résultats sont similaires indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES.

Enfin la figure 4.14 présente les différences des conditions à la surface associées avec les types de particules diagnostiqués et dépendamment du type d'événement, *descendant* ou *ascendant*. Le nombre d'échantillons utilisés pour chaque type de précipitations, dépendamment du type d'événement est présenté dans le tableau 4.1. Si on compare ces résultats avec ceux combinant tous les résultats, on remarque qu'il y a des différences évidentes entre les caractéristiques des types de précipitations diagnostiquées dépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. En particulier, on peut observer qu'il y a des intervalles de valeurs plus larges associés avec les événements *descendants*, en particulier concernant la pluie, la neige roulée, les agrégats givrés et fortement givrés. A noter que l'absence de données concernant les dendrites pour les événements *descendants* et *ascendants*, est reliée au faible nombre d'occurrences des particules associées à ces 2 types de précipitations.

Jusqu'à présent, les résultats révèlent que la direction de propagation des précipitations, directement en lien avec la direction du vent, a une forte influence sur les caractéristiques des précipitations observées à la surface. D'où l'intérêt d'étudier la structure verticale de l'atmosphère associée avec les 2 types d'évènements, *descendant* et *ascendant*.

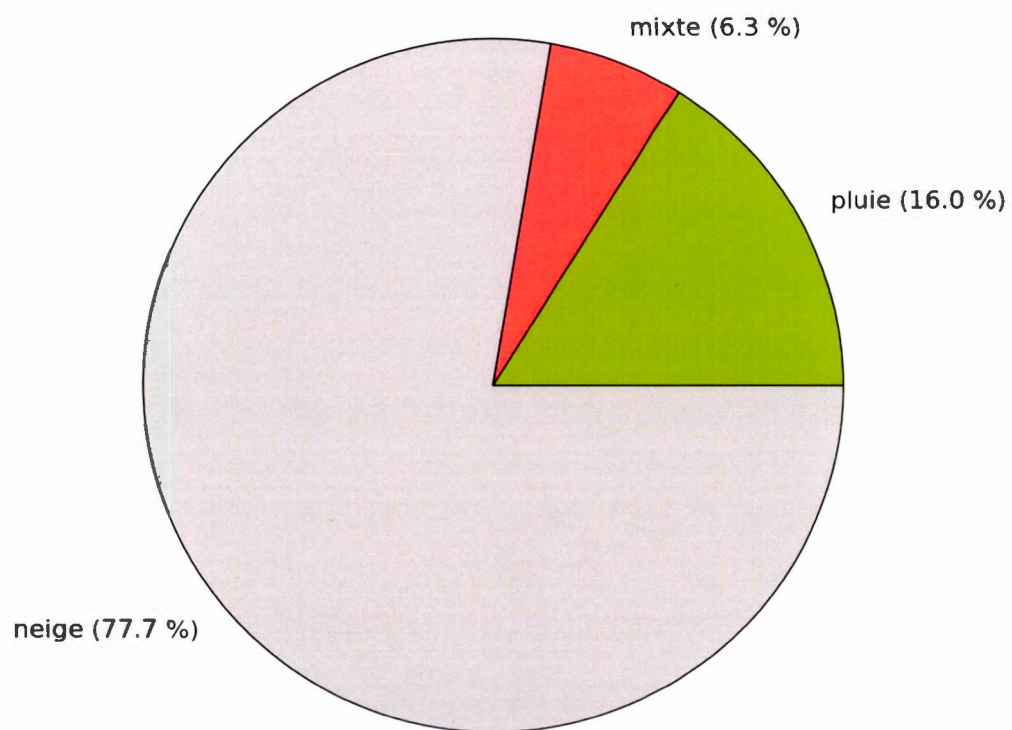


Figure 4.1 Diagramme camembert du ratio (%) des types de précipitations observés à la surface pour tous les événements indépendamment de la direction du vent. Légende des couleurs : neige (gris), précipitations mixtes (rouge) et la pluie (vert).

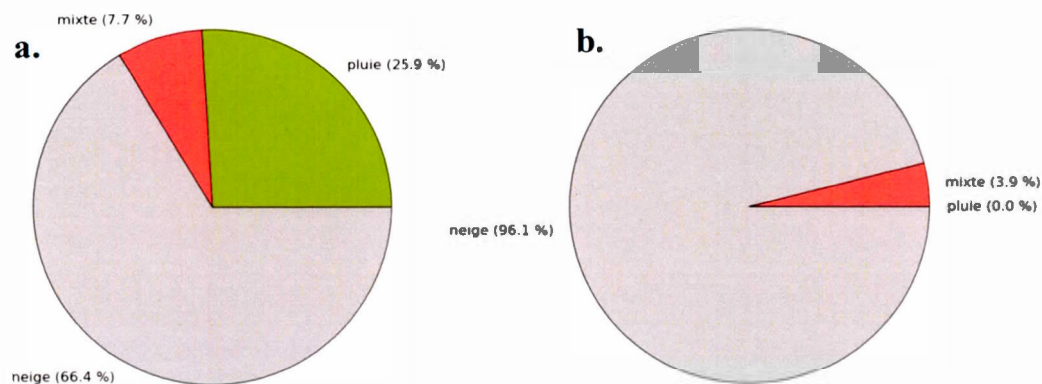


Figure 4.2 Diagrammes camembert du ratio (%) des types de précipitations observés avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) associés aux événements (a) *descendants* et (b) *ascendants*. Légende des couleurs : neige (gris), précipitations mixtes (rouge) et la pluie (vert).

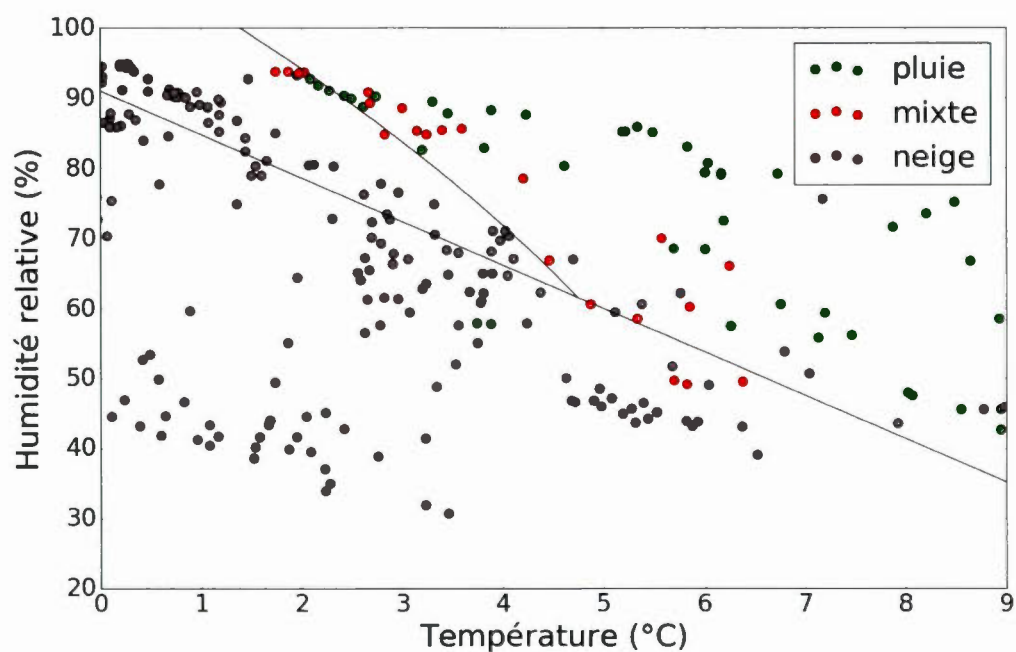


Figure 4.3 Le lien entre l'humidité relative, la température et le type de précipitations à la surface associé avec tous les événements sur lesquels les observations manuelles du type de précipitations ont été superposées. Les courbes en noir sont les humidités relatives et températures critiques pour la neige et la pluie. Les couleurs vertes, rouges et grises représentent, respectivement, la pluie, les précipitations mixtes et la neige.

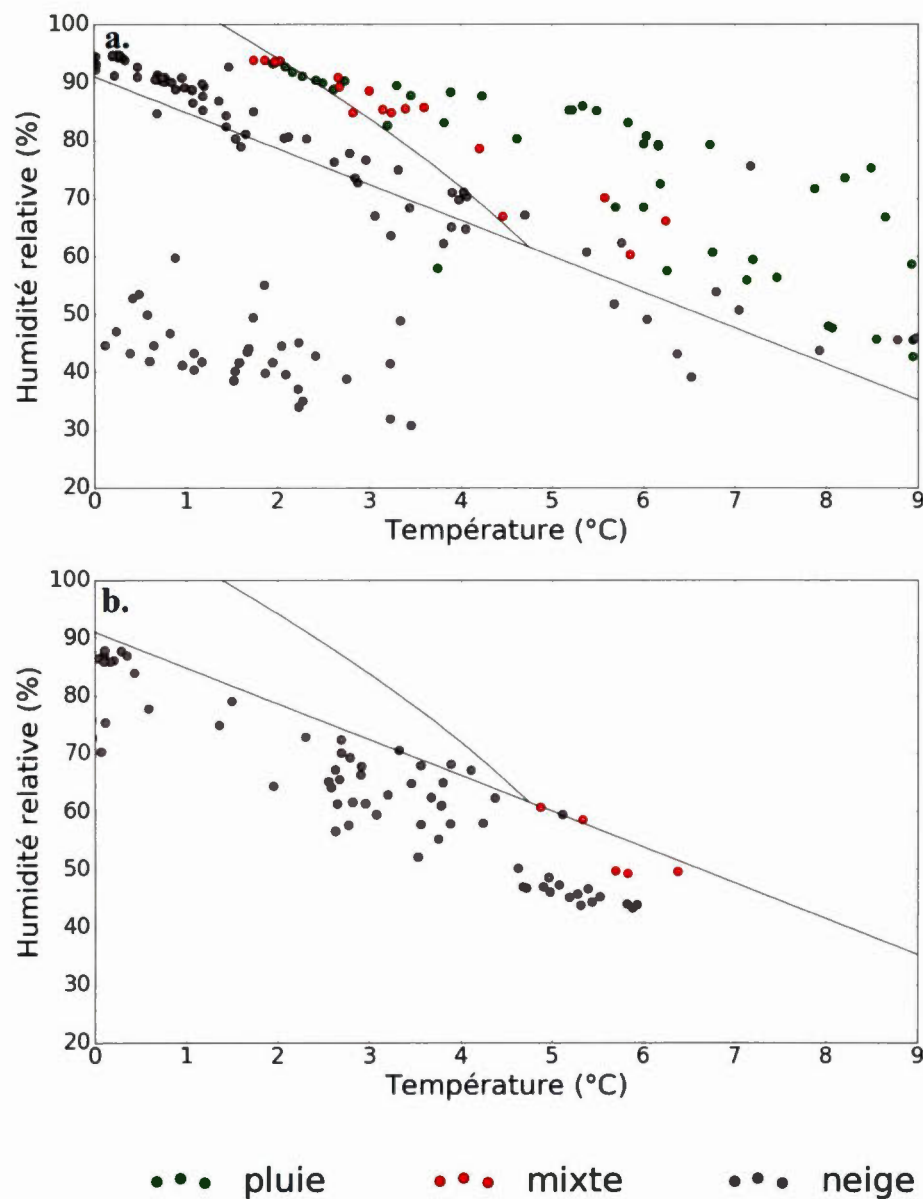


Figure 4.4 Le lien entre l'humidité relative, la température et le type de précipitations à la surface associé aux événements (a) *descendants* et (b) *ascendants* sur lesquels les observations manuelles du type de précipitations ont été superposées. Les courbes en noir sont les humidités relatives et températures critiques pour la neige et la pluie. Les couleurs vertes, rouges et grises représentent, respectivement, la pluie, les précipitations mixtes et la neige.

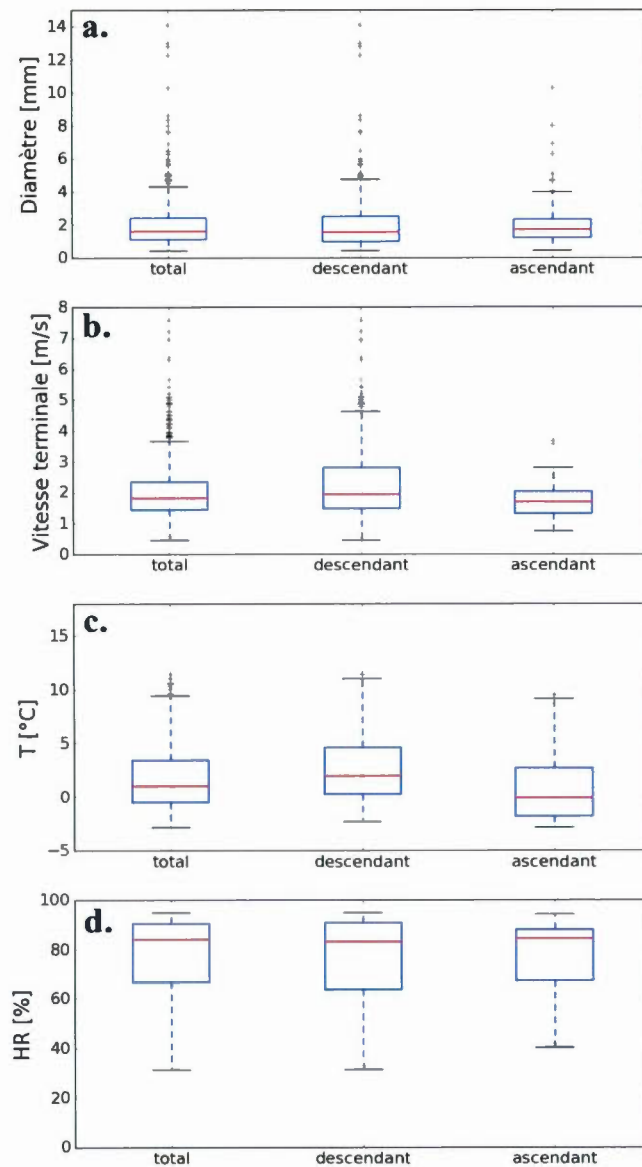


Figure 4.5 Comparaison des conditions à la surface associées avec tous les événements indépendamment de la direction du vent (global) et pour les événements *descendants* et *ascendants*. (a) diamètre des particules (mm), (b) vitesse de chute des particules (m/s), (c) température de l'air (°C) et (d) humidité relative (%) à la surface. La ligne rouge est la médiane, la boîte bleue représente les 25^{ème} (Q1) et 75^{ème} (Q3) percentiles et les lignes noires délimitent les valeurs se trouvant dans l'intervalle $[(Q1 - 1.5 \cdot (Q3 - Q1)), (Q3 + 1.5 \cdot (Q3 - Q1))]$.

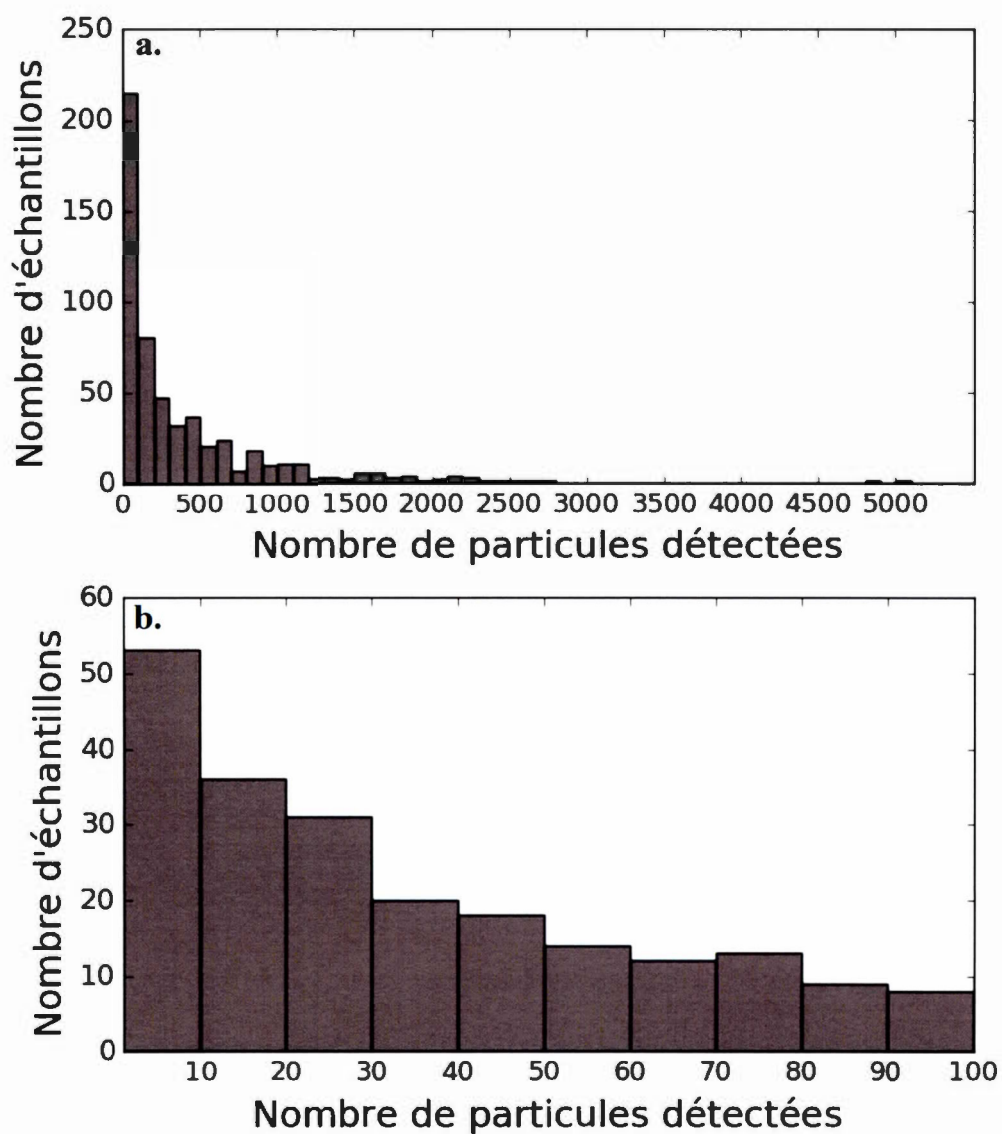


Figure 4.6 Nombre d'échantillons utilisés pour le calcul des *CFM*, en fonction du nombre de particules détectées sur 5 min par le disdromètre optique. (a) Nombre total d'échantillons utilisés avec chaque bin correspondant à 50 particules et (b) nombres d'échantillons utilisés associés aux distributions possédant 1 à 100 particules avec chaque bin correspondant à 10 particules.

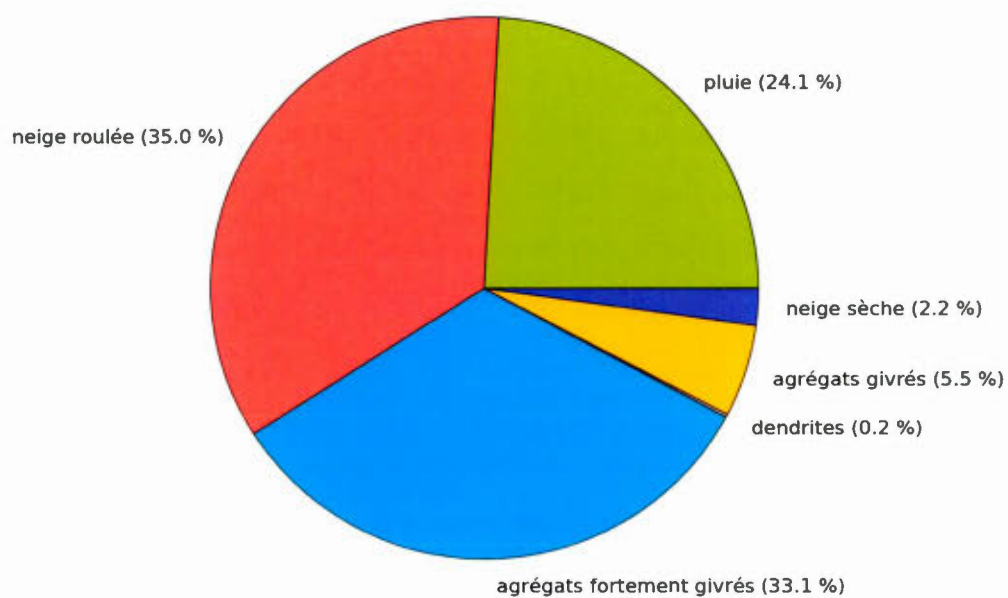


Figure 4.7 Diagramme camembert du ratio (%) des types de particules diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour tous les événements indépendamment de la direction du vent. Légende des couleurs : pluie (vert), neige roulée (rouge), agrégats fortement givrés (cyan), agrégats givrés (jaune), neige sèche (violet), dendrites (gris).

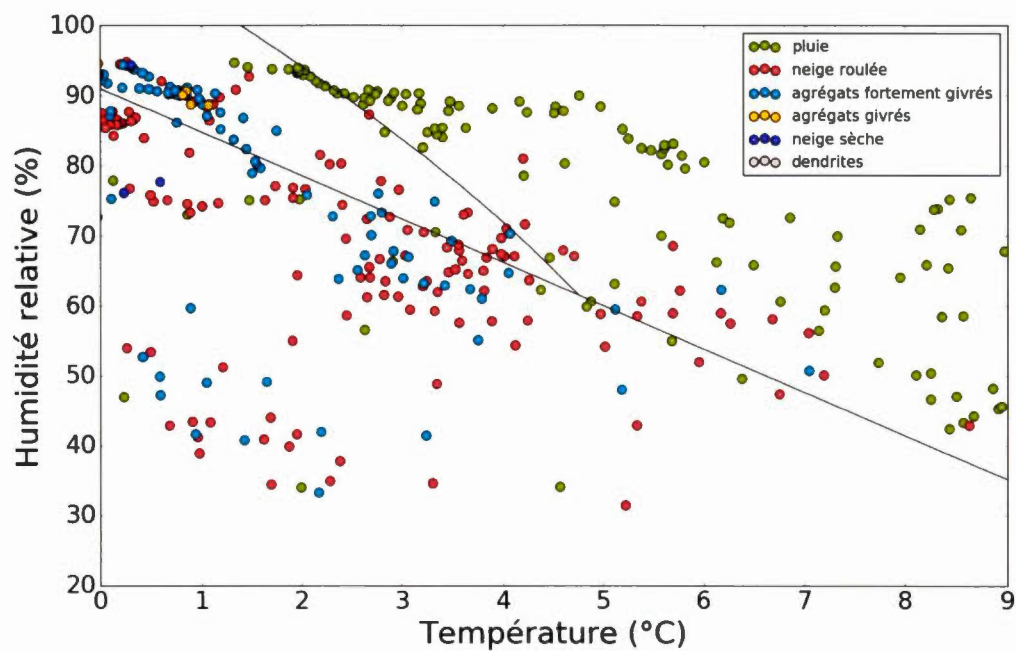


Figure 4.8 Le lien entre l'humidité relative, la température et le type de précipitations à la surface associé à tous les événements observés sur lesquels les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) ont été superposés. Les courbes en noir sont les humidités relatives et températures critiques pour la neige et la pluie.

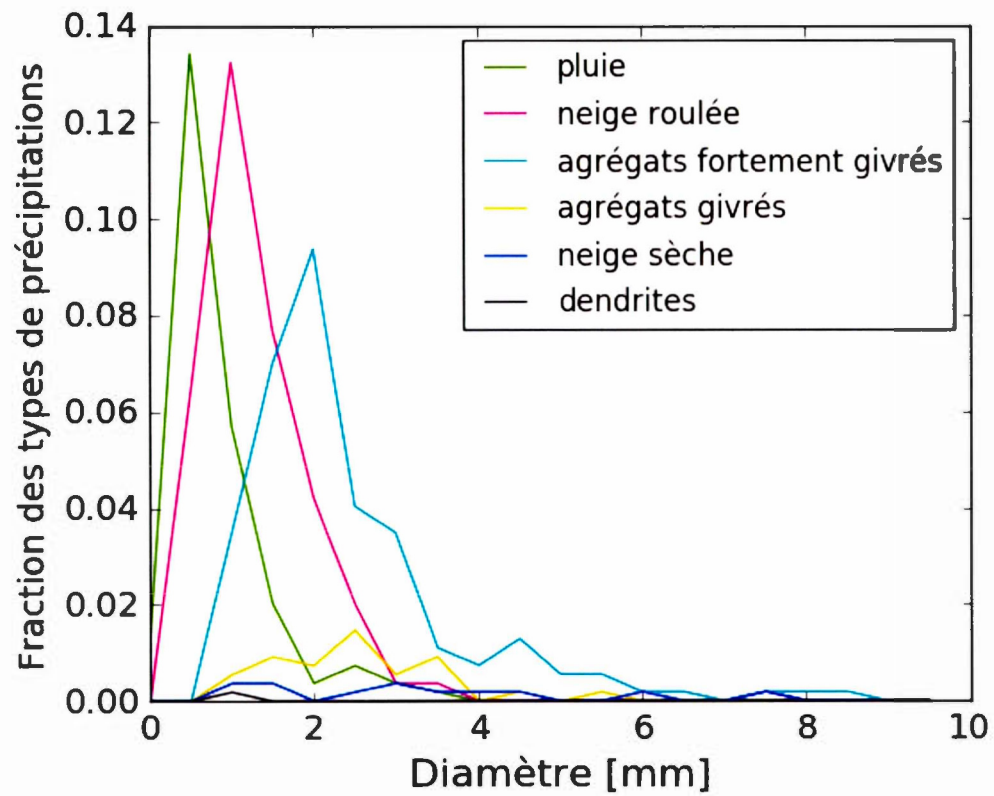


Figure 4.9 Fraction des types de précipitations diagnostiqués selon le nombre et le diamètre des CFM calculés avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013), pour tous les événements indépendamment de la direction du vent.

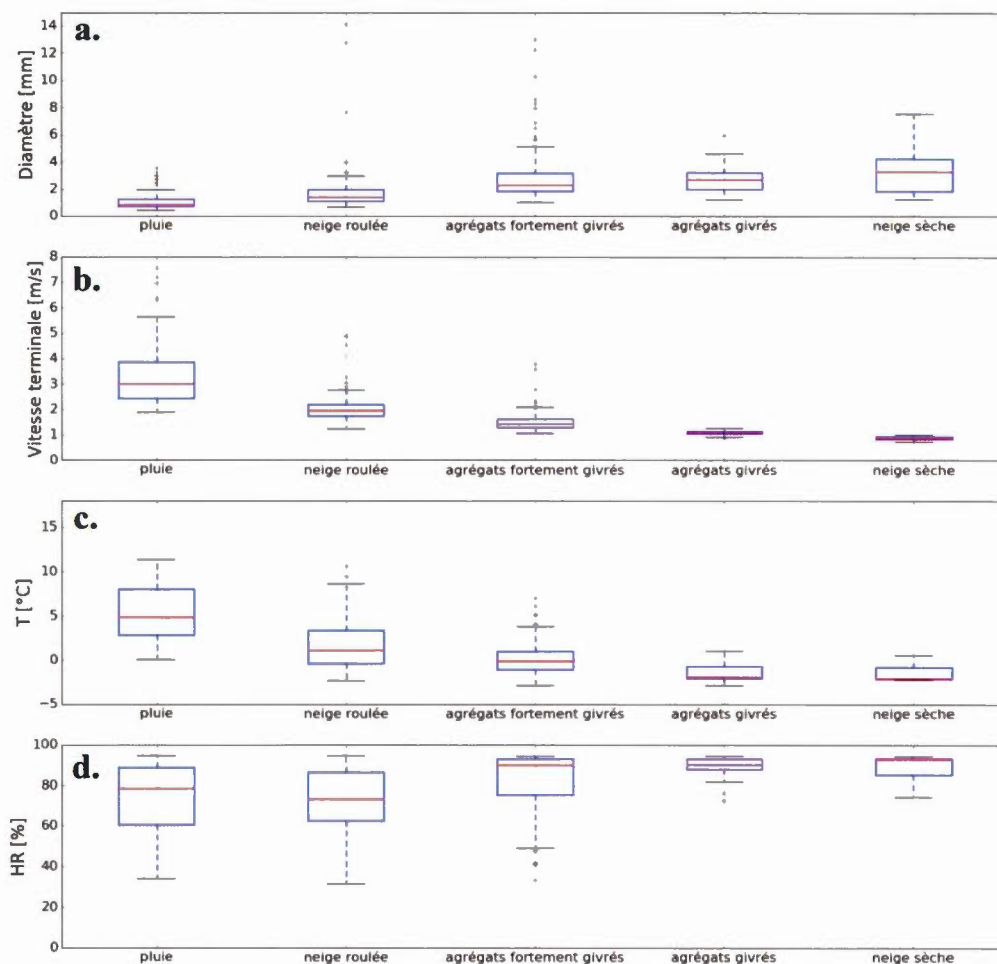


Figure 4.10 Caractéristiques des types de particules diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour tous les événements indépendamment de la direction du vent, notamment (a) le diamètre des particules, (b) la vitesse de chute des particules ainsi que (c) la température de l'air (°C) et (d) l'humidité relative (%) à la surface. La ligne rouge est la médiane, la boîte bleue représente les 25^{ème} (Q1) et 75^{ème} (Q3) percentiles et les lignes noires délimitent les valeurs se trouvant dans l'intervalle $[(Q1 - 1.5 \cdot (Q3 - Q1)), (Q3 + 1.5 \cdot (Q3 - Q1))]$.

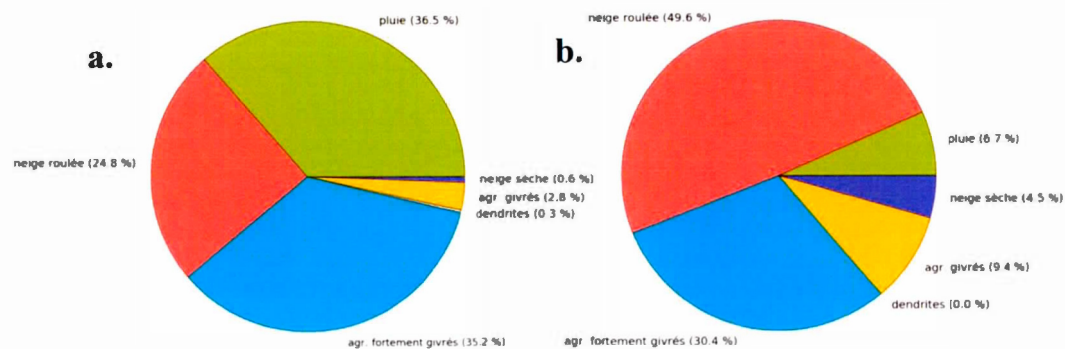


Figure 4.11 Diagrammes camembert du ratio (%) des types de particules diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) associés aux événements (a) *descendants* et (b) *ascendants*.

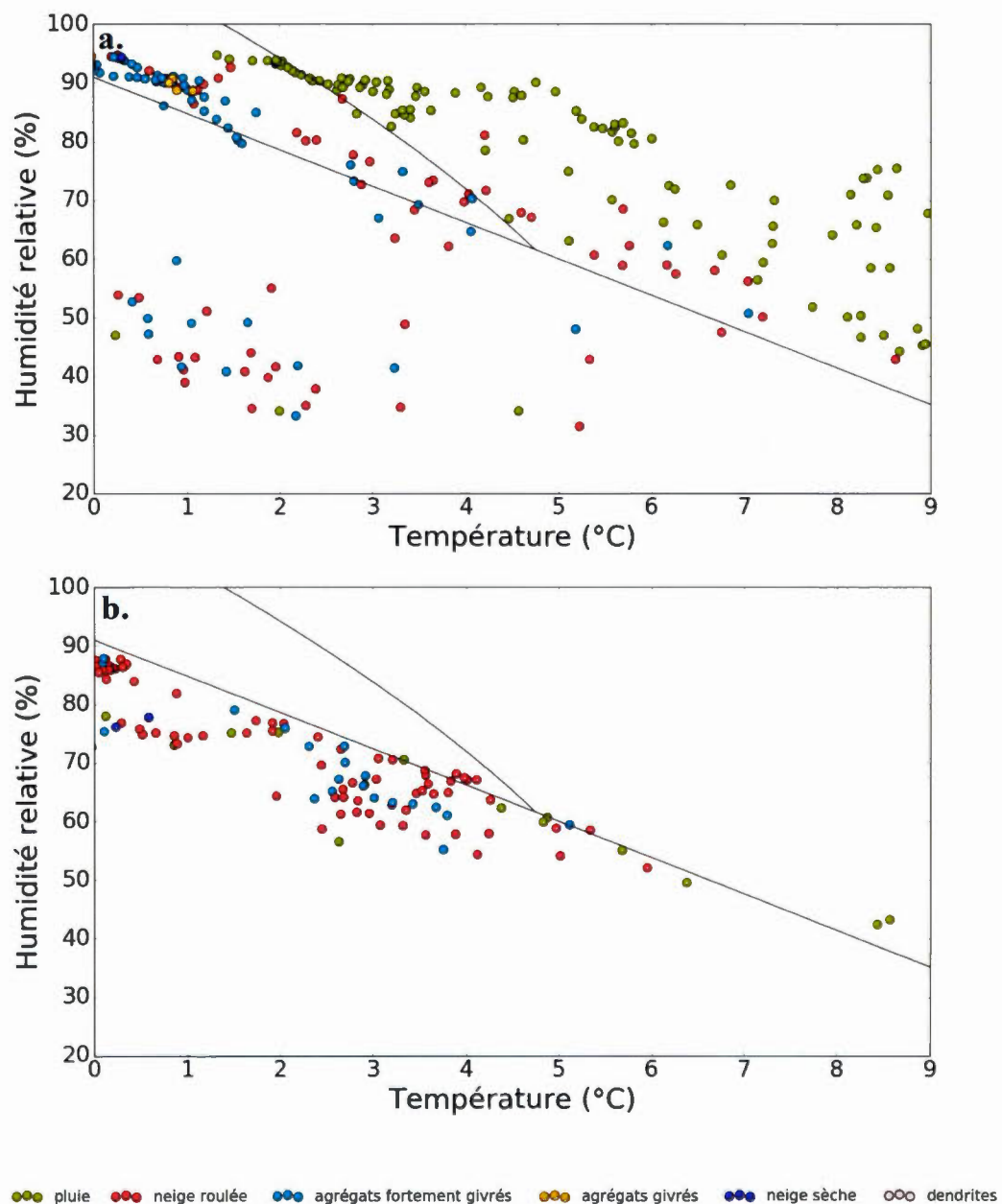


Figure 4.12 Lien entre l'humidité relative, la température et le type de précipitations à la surface associé avec les événements (a) *descendants* et (b) *ascendants* sur lesquels les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) ont été superposés. Les courbes en noir sont les humidités relatives et températures critiques pour la neige et la pluie.

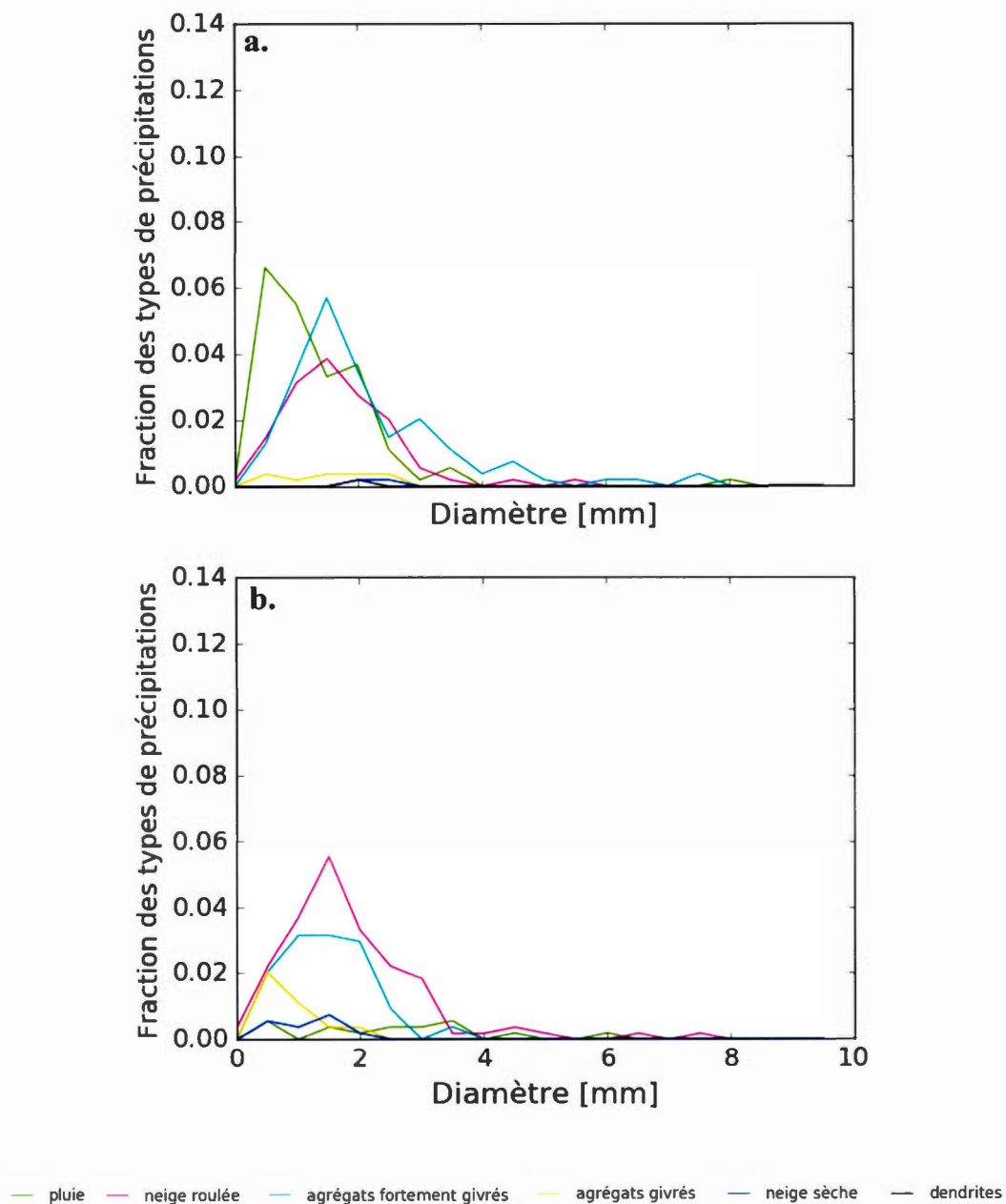


Figure 4.13 Fraction des types de précipitations diagnostiqués selon le nombre et le diamètre des CFM calculés avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) dépendamment du type d'événement, (a) *ascendant* et (b) *descendant*.

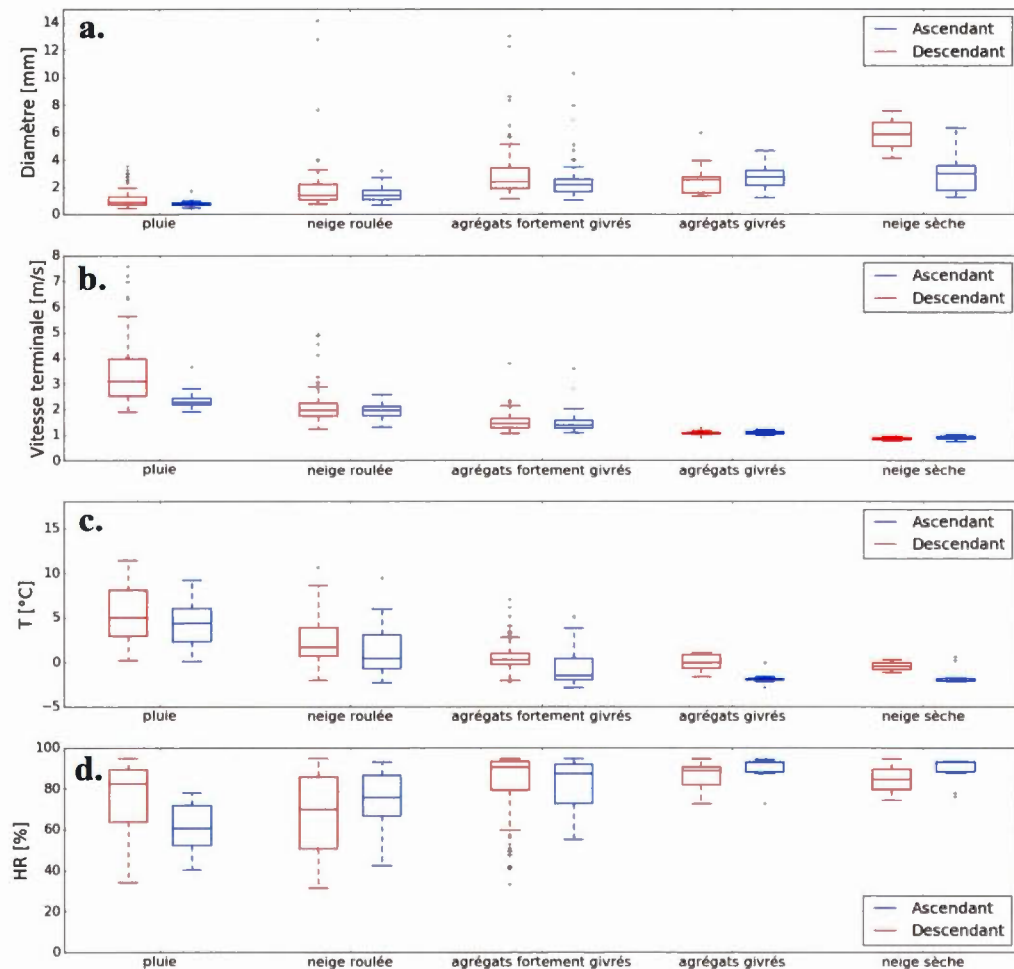


Figure 4.14 Conditions à la surface associées avec les types de particules diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour les événements *descendants* (rouge) et *ascendants* (bleu), notamment (a) le diamètre des particules (mm), (b) la vitesse de chute des particules (m/s), (c) la température de l'air à la surface (°C) et (d) humidité relative (%). De gauche à droite : pluie, neige roulée, agrégats fortement givrés, agrégats givrés, neige sèche et dendrites. La ligne rouge est la médiane, la boîte bleue représente les 25^{ème} (Q1) et 75^{ème} (Q3) percentiles et les lignes noires délimitent les valeurs se trouvant dans l'intervalle $[(Q1 - 1.5 \cdot (Q3 - Q1)), (Q3 + 1.5 \cdot (Q3 - Q1))]$.

Tableau 4.1 Nombre d'échantillons utilisés pour chaque type de précipitations diagnostiqué, dépendamment du type d'événement, *descendant* et *ascendant*, ainsi que pour tous les événements observés durant la campagne de terrain.

Types de particules	Événements <i>descendants</i>	Événements <i>ascendants</i>	Tous les événements
pluie	116	15	131
neige roulée	79	111	190
agrégats fortement givrés	112	68	180
agrégats givrés	9	21	30
neige sèche	2	10	12
dendrites	1	0	1
total	319	225	544

CHAPITRE V

CONDITIONS ATMOSPHÉRIQUES À KES

Pour faire le lien entre ce qui a été observé à la surface avec la structure verticale de l'atmosphère au-dessus du site KES, les profils verticaux mesurés par le MRR2, les radiosondages ainsi que les types de précipitation, observés et diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) ont été combinés.

5.1 Evolution temporelle des conditions atmosphériques associées avec les types de précipitations observés à la surface

De la même façon que dans le chapitre 4, nous choisirons les 2 événements les plus représentatifs associés à chacun des types d'écoulements au-dessus de KES, *descendant* et *ascendant*, au-dessus de la vallée. Cette sous-section décrit chacun de ces événements.

5.1.1 Exemples d'événements *descendants*

i. 31 mars 2015

La structure verticale de l'atmosphère révèle la présence de précipitations sporadiques entre 2030 UTC et 2100 UTC le 31 mars 2015 (figure 5.1a,b et c), associé avec une couche précipitante d'une épaisseur d'environ 3000 m. Cependant 1h plus tard, vers 2200 UTC, on observe que l'épaisseur de la couche précipitante est supérieure à 5500 m. De plus, on observe que cette période est associée avec un fort mouvement de l'air et des particules vers le haut (figure 5.1b) avec des valeurs de $W < -1$ m/s, en particulier entre 1000 m et 3000 m au-dessus de la surface. Par ailleurs, cette période est également caractérisée par des valeurs de largeur spectrale très élevées ($SW > 1.4$ m/s), ce qui se traduit par la présence d'une instabilité de l'air.

Les résultats présentés dans le chapitre 3 ont révélé que cet événement était associé avec principalement de la pluie à la surface avec une alternance de précipitation mixte (figure 5.1d). On remarque que les précipitations mixtes observées à la surface coïncident avec la période de forts mouvements ascendants des particules, associées à des conditions météorologiques instables.

Il est alors possible que l'occurrence de neige roulée ait pu se produire à la surface grâce au fort mouvement de l'air vers le haut (lequel favorise une croissance par accréation des particules) ce que suggère les types de précipitations diagnostiqués (figure 5.1e) entre 2200 UTC et 2230 UTC, au même moment où l'on a observé visuellement des précipitations mixtes. Les types de particules diagnostiqués avec les données du disdromètre optique semblent en accord avec les observations manuelles. En effet les données d'observations suggèrent un ratio de neige/pluie supérieure à 20 % entre 2200 UTC et 2220 UTC. De plus, on observe la présence d'une bande brillante près de la surface au moment où les précipitations mixtes ont été observées, ce qui met en évidence la présence d'une couche de fonte près de la surface. A noter que la présence de cette couche coïncide avec la forte baisse de la température près de la surface (chapitre 3, figure 3.3).

Pour cet événement, 2 radiosondages sont disponibles, le premier à 2000 UTC (figure 5.2a) et le second à 2300 UTC (figure 5.2b). On remarque qu'à 2000 UTC, la température est $> 0^{\circ}\text{C}$ à la surface et qu'elle diminue sensiblement à mesure que l'élément d'air monte en altitude. Il en résulte une couche d'instabilité thermique entre la surface et environ 650 hPa, matérialisée par la région en rouge pâle où la température de l'élément d'air est inférieure à la température de l'environnement. On peut également observer un écart important entre la température de l'air et le point de rosé près de la surface et à plus haute altitude. Cela met en évidence une atmosphère sous-saturée, notamment près de la surface. D'un autre côté on remarque qu'à 2300 UTC, l'écart entre la température de l'air et le point de rosé est plus petit ce qui signifie des conditions plus humide. L'instabilité thermique est toujours présente mais uniquement dans une couche située entre environ 750 hPa et 630 hPa. Ainsi ces résultats suggèrent que l'instabilité thermique révélée sur les radiosondages, pourrait expliquer la présence de périodes avec de forts mouvements vers le haut des particules et les valeurs élevées de largeur spectrale.

ii. 18 avril 2015

Entre 0500 UTC et 0700 UTC le 18 avril 2015, le profil de réflectivité révèle la présence d'une couche de précipitations ayant une épaisseur d'environ 5000 m associée avec la présence d'une bande brillante près de la surface (figure 5.3a), suggérant la présence de précipitations mixtes à la surface. Ceci est confirmé par les données d'observations manuelles et diagnostiquées (figure 5.3d et e). En effet les résultats présentés dans le chapitre 3 ont révélé que cet événement était associé avec principalement de la pluie à la surface avec une alternance de précipitations mixtes suivi d'une période associée avec de la neige.

De plus, ces précipitations mixtes sont précédées par une période associée avec un faible mouvement de l'air et des particules vers le haut, en particulier entre 3000 m et 5000 m au-dessus de la surface (figure 5.3b). Par ailleurs, les fortes valeurs de SW au-dessus de la couche de fonte suggèrent des conditions instables pendant cette période. Entre 0600 UTC et 0730 UTC, les précipitations étaient plus faibles et sous forme de pluie seule selon les observations manuelles ainsi que les types de précipitations diagnostiqués. Par la suite, une courte période associée avec des valeurs de Ze élevées, un mouvement de l'air vers le haut et une atmosphère instable s'est produit entre 0730 UTC et 0750 UTC. Durant cette période, des précipitations mixtes ont encore été observées visuellement. En revanche, la pluie n'a pas été diagnostiquée car ce dernier ne tient pas compte du ratio pluie/neige des précipitations. A partir de 0900 UTC, les valeurs de Ze deviennent sensiblement plus basses tandis que le type de précipitations se change en neige seule suite à la baisse de température à la surface entre 1000 UTC et 1400 UTC (chapitre 3, figure 3.4).

Pour cet événement, 4 radiosondages sont disponibles le 18 avril 2015 à 0500 UTC (figure 5.4a), 0800 UTC (figure 5.4b), 1100 UTC (figure 5.4c) et 2000 UTC (figure 5.4d). On remarque qu'à 0500 UTC, l'air est sous-saturée entre la surface et 700 hPa tandis qu'à 0800 UTC et 1100 UTC les conditions sont proches de la saturation près de la surface. En revanche on observe une intrusion d'air sec à plus haute altitude, laquelle semble s'abaisser dans les bas niveaux jusqu'à la fin de l'événement. A noter la présence d'une couche d'inversion de température près de la surface à 0500 UTC (figure 5.4a) et plus encore à 0800 UTC (figure 5.4b) durant la nuit, ainsi qu'une autre plus marquée en altitude à 2000 UTC vers 575 et 525 hPa. Cela suggère la présence d'une couche d'air subsidente à ce niveau au-dessus de la vallée. On observe également que contrairement à l'événement descendant du 31 mars 2015, il n'y a pas d'instabilité thermique de l'air, sauf vers la fin de l'événement à 2000 UTC. Il est alors possible que l'occurrence de mouvement des particules vers le haut observée au début de l'événement soit associée à un autre mécanisme que celui reliée

à l'instabilité thermique, comme par exemple l'effet de la topographie et des ondes de montagne.

5.1.2 Exemples d'événements *ascendants*

i. 4-5 avril 2015

Les profils verticaux mesurés par le MRR2 lors de l'événement météo du 4-5 avril 2015 montrent la présence d'une couche de précipitations ayant une épaisseur d'environ 4000 m (jusqu'à 4500 m sporadiquement) et associée avec des réflectivités relativement basses ($Ze_{\max} \approx 20$ dBZ), caractéristiques des chutes de neige (figure 5.5a). On observe également des périodes associées à un faible mouvement des particules vers le haut ($-1 \text{ m/s} < W < 0 \text{ m/s}$), en particulier entre 2100 UTC et 0000 UTC (figure 5.5b). De plus, on remarque que durant cette période, les valeurs de SW sont relativement élevées, de l'ordre de 1 m/s (figure 5.5c).

Les résultats présentés dans le chapitre 4 ont révélé que cet événement était associé avec de la neige seulement (figure 5.5d). Or les données mesurées par le disdromètre optique révèlent l'occurrence de pluie aux alentours de 1800 UTC (figure 5.5e). Ces résultats sont cohérents étant donné que la température à la surface a augmenté durant cette période, avec une température s'élevant de 0°C à environ 3°C (chapitre 3, figure 3.5b). Ce réchauffement passager est dû à l'apparition ponctuelle du soleil, comme le suggèrent les données d'observations manuelles. À noter l'occurrence de neige roulée diagnostiquée durant cette même période, avec $T \approx 0^\circ\text{C}$ et $HR \approx 80\%$. Enfin, à partir de 0200 UTC, les valeurs de SW sont sensiblement plus basses, et aucune neige roulée n'a été diagnostiquée (mis à part de manière isolée vers 0530 UTC). De la même façon que pour les événements *descendants* présentés plus haut, ces résultats suggèrent que le mouvement ascendant de l'air en altitude peut amener à l'occurrence de précipitations densément givrées, comme la neige roulée.

Pour cet événement, 4 radiosondages sont disponibles le 4 avril 2015 à 1700 UTC (figure 5.6a), à 2000 UTC (figure 5.6b) et le 5 avril 2015 à 0200 UTC (figure 5.6c) et à 0500 UTC (figure 5.6d). On remarque qu'à 1700 UTC, les conditions sont proches de la saturation jusqu'à 450 hPa avec $T < 0^{\circ}\text{C}$ à tous les niveaux. De plus on observe une mince couche associée à une instabilité de l'air entre la surface et 800 hPa. Trois heures plus tard à 2000 UTC, on observe que $T > 0^{\circ}\text{C}$ près de la surface, mais également que les conditions sont légèrement plus sèches et enfin qu'il y a présence d'une épaisse couche associée avec de l'instabilité thermique de l'air entre la surface et 400 hPa. Ce dernier résultat confirme ce qu'a révélé le profil vertical de W (figure 5.5b) avec la présence de faible mouvement de l'air et des particules vers le haut entre 2030 et 2300 UTC. Enfin on remarque qu'à 0200 UTC et 0500 UTC, les conditions sont à nouveau proches de la saturation et deviennent plus stables thermiquement avec une température $< 0^{\circ}\text{C}$ à tous les niveaux

ii. 25-26 avril 2015

L'analyse de la structure verticale de l'atmosphère lors de l'événement météo du 25-26 avril 2015 révèle que l'épaisseur de la couche de précipitations ne dépasse pas 3000 m et les valeurs de Ze sont faibles ($Ze_{\text{max}} \sim 10 \text{ dBZe}$), suggérant des précipitations de faible intensité (figure 5.7a). Ceci est confirmé par les données d'observations manuelles. On observe également de très courtes périodes associées avec un faible mouvement de l'air vers le haut près de la surface (figure 5.7b) et des valeurs de SW relativement élevées (de l'ordre de 1 m/s) près de la surface (figure 5.7c). Les résultats présentés dans le chapitre 4 ont révélé que cet événement était associé avec des principalement des précipitations mixtes, suivi de neige (figure 5.7d). Le type de précipitations diagnostiqué semble en accord avec les données d'observations manuelles, bien que la présence de pluie ait été détectée de manières sporadiques entre 2350 UTC et 0200 UTC (figure 5.7e). En effet, on remarque que

les températures à la surface sont bien au-dessus de 0°C , en particulier au début de l'événement avec $T > 5^{\circ}\text{C}$ entre 2000 UTC et 2200 UTC et $HR < 50\%$ (chapitre 3, figure 3.6b-c). Par la suite les températures diminuent linéairement pour rejoindre le point de congélation à la fin de l'événement, d'où le changement du type de précipitations, sous forme de neige, à la surface. Dans ce cas-ci, ces résultats suggèrent que l'occurrence de neige roulée diagnostiquée ne soit pas que reliée au mouvement de l'air vers le haut et aux conditions instables près de la surface, mais plutôt due aux températures positives et aux conditions atmosphériques sous-saturées.

Pour cet événement, 2 radiosondages sont disponibles le 25 avril 2015 à 2300 UTC (figure 5.8a) et le 26 avril 2015 à 0200 UTC (figure 5.8b). On remarque qu'à 2300 UTC, $T > 0^{\circ}\text{C}$ à la surface, mais aussi que les conditions sont légèrement sous-saturées notamment près de la surface, et enfin qu'il y a présence d'une couche d'instabilité thermique de l'air entre la surface et 550 hPa. Cependant, l'aire de la région colorée est très faible voire négligeable ce qui signifie que l'Énergie Potentielle Convective Disponible (EPCD) n'est pas suffisante pour engendrer une convection thermique significative. D'un autre côté on remarque qu'à 0200 UTC, la température à la surface est descendue à près de 0°C et que les conditions sont plus proches de la saturation et également plus stables. A noter la présence de plusieurs couche d'inversion de température, notamment vers 700 hPa et 500 hPa, ce qui suggère la présence de couches d'air subsidentes à ces niveaux.

5.1.3 Constats

L'analyse de l'évolution temporelle des profils verticaux de Ze , W et SW conjointement avec les types de précipitations observés et diagnostiqués à la surface, ainsi que les radiosondages disponibles met en évidence des différences dans les conditions atmosphériques associées aux événements *ascendants* et *descendants*. Ces

différences concernent aussi bien les conditions à la surface (T , HR , type de précipitations observé) que les conditions en altitude (épaisseur nuageuse, mouvement vertical de l'air, instabilité thermique).

Les résultats associés aux 4 événements météorologiques présentés dans les sections 5.1.1 (événements *ascendants*) et 5.1.2 (événements *descendants*) suggèrent que :

- l'épaisseur nuageuse au-dessus de KES est plus grande durant les événements *descendants* comparés aux événements *ascendants*,
- les conditions atmosphériques sont plus sèches durant les événements *descendants*, particulièrement en altitude,
- l'occurrence de particules densément givrées comme la neige roulée est reliée avec les périodes associées avec du mouvement vers le haut des particules et de l'instabilité. Cette instabilité est plus présente lors des événements *descendants*.

Afin de vérifier ces hypothèses, les sections suivantes discuteront des statistiques des conditions atmosphériques associées à l'ensemble des événements météorologiques observés durant la campagne de mesure, indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES, et pour les événements *descendants* et *ascendants* séparément.

5.2 Statistiques de la structure verticale de l'atmosphère indépendamment de la direction du vent

Afin de caractériser les conditions atmosphériques associées avec les types de précipitations observés à la surface pour l'ensemble des événements observés, des profils moyens (sur 5 min) de Ze , W et SW ont été calculés pour chaque type de particule diagnostiqué avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013), en se référant à l'heure d'occurrence de ces types de particules.

Dans un premier temps, l'examen des valeurs de la médiane et l'écart interquartile des données associées aux profils verticaux de Ze , W et SW associés avec tous les événements, présentés dans la figure 5.9, indique notamment que :

- 75% des valeurs de Ze sont inférieures à 15 dBZ et 25% d'entre elles sont inférieures à 0 dBZ. Elles sont relativement faibles et suggèrent des précipitations majoritairement sous forme de neige ou de faible pluie (figure 5.9a).
- 50% des valeurs de W sont voisines de 1 m/s sauf au-dessus de 4500 m d'altitude et près de la surface. Cela tend à démontrer près de la surface la présence de précipitations sous forme de pluie, de précipitations mixtes ou encore de particules givrées tombant à des vitesses supérieures à 1 m/s (figure 5.9b).
- Les valeurs de SW sont plus faibles en altitude que près de la surface, ce qui traduit la plus forte variation des vitesses Doppler des particules W près de la surface (figure 5.9c).

Afin de mettre en évidence les niveaux associés avec les plus fortes réflectivités, le mouvement ascendant des particules et l'instabilité de l'air, les fréquences d'occurrence (en termes de pourcentage) de $Ze > 6$ dBZ, de $W < 0$ m/s et de $SW > 1$ m/s respectivement ont été calculées, indépendamment de la direction du vent. La valeur de 6 dBZ est la référence utilisée pour éliminer le bruit associé avec des précipitations non-significatives (Minder et al., 2015). Les résultats présentés sur la figure 5.10 montrent notamment que :

- Le maximum d'occurrence des $Ze > 6$ dBZ se situe environ vers 800 m d'altitude (> 60%). A noter que la fréquence d'occurrence de $Ze > 6$ dBZ diminue près de la surface (figure 5.10a). Cela met en évidence l'effet de l'évaporation et de la sublimation des particules liquides et solides, respectivement, près de la surface dans des conditions sous-saturées ($80\% < HR < 90\%$, voir figure 4.5).

- L'occurrence de $W < 0$ m/s augmente avec l'altitude mais ne dépasse pas 20% sauf au-dessus de 4500 m. A ce niveau, le faible nombre de particules détectées peut expliquer ce résultat (figure 5.10b).
- Le maximum d'occurrence de $SW > 1$ m/s se situe près de la surface (~20%). En revanche, la fréquence d'occurrence est quasi-nulle au-dessus de 3000 m d'altitude (figure 5.10c).

On peut faire la même analyse que précédemment mais cette fois-ci pour chaque type de particule diagnostiqué avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013). La figure 5.11 présente les médianes et écarts-interquartiles des champs de Ze , W et SW associé avec les 6 types de particules diagnostiqués. On observe notamment que :

- Les plus fortes valeurs de Ze sont associées avec la pluie et le maximum se situe près de la surface (75^{ème} percentile près de 24 dBZ, figure 5.11a).
- 50% des valeurs de W associées à la pluie près de la surface se situent entre 2.5 et plus de 4 m/s, tandis que les valeurs sont proches de 1 m/s pour les autres types de particules (figure 5.11b).
- Les plus fortes valeurs de SW sont associées avec la pluie (50% des $SW > 1$ m/s près de la surface, figure 5.11c). Ce résultat peut s'expliquer par le changement de phase de solide à liquide des particules tombant dans une couche chaude près de la surface. Il en résulte une forte variation des vitesses Doppler W des particules.

A noter que les résultats concernant la neige sèche et les dendrites doivent être pris avec des pincettes compte tenu du faible nombre d'échantillons disponibles pour ces 2 types de précipitations (tableau 4.1).

La figure 5.12 présente les fréquences d'occurrence, en termes de pourcentage, de $Ze > 6$ dBZ, $W < 0$ m/s et de $SW > 1$ m/s associées avec chaque type de particule diagnostiqué indépendamment de la direction du vent. On observe notamment que :

- Le maximum d'occurrence de $Ze > 6$ dBZ se situe près de la surface dans le cas de la pluie et des agrégats givrés et fortement givrés alors que le maximum est situé à environ 1200 m d'altitude dans le cas de la neige roulée (figure 5.12a).
- Pour chaque type de particule, l'occurrence de $W < 0$ m/s augmente avec l'altitude mais ne dépasse pas 20% sauf au-dessus de 4000 m. A ce niveau, le faible nombre de particules détectées peut expliquer ce résultat (figure 5.12b).
- Le maximum d'occurrence de $SW > 1$ m/s se situe près de la surface, en particulier dans le cas de la pluie (près de 70% contre environ 10% pour les autres types de particules). En revanche, la fréquence d'occurrence est quasiment nulle au-dessus de 3000 m d'altitude (figure 5.12c) pour chaque type de particule.

Ces résultats concernant la structure verticale de l'atmosphère dans la vallée sont cohérents avec les résultats concernant les conditions à la surface présentés dans le chapitre 5, cependant ils ne permettent pas de mettre en évidence les différences dans les conditions atmosphériques associées aux 2 types d'écoulements de l'air au-dessus de KES, *descendant* et *ascendant*. Ceci sera discuté dans la prochaine sous-section.

5.3 Statistiques de la structure verticale de l'atmosphère associées avec les événements *descendants* et *ascendants*

Les résultats présentés dans le chapitre 5 ont mis en évidence des différences entre les conditions à la surface et les types de précipitations dépendamment de la direction du vent au-dessus de la vallée. Il est alors légitime de penser que ces différences sont également présentes dans la structure verticale de l'atmosphère.

Dans un premier temps, la médiane et l'écart-interquartile (25^{ème} et 75^{ème} percentile) des données associées aux profils verticaux de Ze , W et SW pendant les événements *descendants* et *ascendants* sont présentés dans la figure 5.13. Les résultats montrent clairement des différences dans les profils mesurés par le MRR2, si on considère les événements *descendants* et *ascendants* indépendamment. En particulier, la figure 5.13b révèle que les événements *descendants* sont associés avec des plus grands intervalles de valeurs de Ze , W et SW , de la même façon que les conditions à la surface et les caractéristiques des précipitations discutées dans le chapitre 4.

La figure 5.14 présente les fréquences d'occurrence, en termes de pourcentage, de $Ze > 6$ dBZ, $W < 0$ m/s et de $SW > 1$ m/s indépendamment du type de particule, pour les événements *descendants* et *ascendants* séparément. On observe notamment que :

- Les événements *descendants* sont associés avec une plus grande occurrence de $Ze > 6$ dBZ à partir de 1400 m au-dessus de la surface (près de 60% entre 2200 m et 3200 m au-dessus de la surface contre moins de 50% dans le cas descendant).
- Les événements *descendants* sont associés à une plus grande occurrence de $W < 0$ m/s, autrement dit à une plus grande occurrence de mouvement ascendant de l'air, en particulier au-dessus de 1500 m. À partir de ce niveau, $> 10\%$ dans le cas descendant contre près de 0% dans le cas ascendant.
- Les événements *descendants* sont associés avec une plus grande occurrence de $SW > 1$ m/s à tous les niveaux d'altitude, en particulier près de la surface (~20%). A noter qu'il n'y pas d'occurrence de $SW > 1$ m/s pour les événements ascendants.

Ces résultats suggèrent que les événements *descendants* sont associés avec des conditions instables ainsi que des périodes avec du mouvement des particules vers le haut. D'un autre côté, les faibles occurrences de $W < 0$ m/s et de $SW > 1$ m/s durant les événements *ascendants* suggèrent des conditions plus stables et des précipitations ayant un caractère plus stratiforme.

Ensuite, la médiane et l'écart-interquartile des profils verticaux de Ze , W et SW associés avec chaque type de précipitations diagnostiqué pour les événements *descendants* et *ascendants* séparément sont présentés dans la figure 5.15. A noter que les profils verticaux associés aux dendrites ne sont pas présentés du fait de l'absence de données pour ce type de précipitations dans le cas des événements *ascendants* (tableau 4.1). De la même façon que pour la figure 5.13, les résultats révèlent que chaque type de particule est associé avec des intervalles de valeurs de Ze , W et SW plus larges durant les événements *descendants*, comparés aux événements *ascendants*. De plus, on observe que les plus fortes valeurs de Ze et SW sont associées avec les événements *descendants*, en particulier dans le cas de la pluie, de la neige roulée et des agrégats fortement givrés. Cela peut s'expliquer par des températures plus élevées dans la basse atmosphère dans le cas *descendant* (chapitre 4, figure 4.5c), pouvant amener à un changement de la constante diélectrique causée par l'augmentation de la fraction liquide des particules. A noter que le 75ème percentile de Ze associé avec la pluie durant les événements *ascendants* est en-dessous de 0 dBZ (figure 5.15a). Ce résultat est probablement relié à un plus petit diamètre des particules associé la pluie durant les événements *ascendants* (chapitre 4, figure 4.14a à d).

Les distributions verticales d'occurrence de $Ze < 6$ dBZe, $W > 0$ m/s et $SW > 1$ m/s, associées avec chaque type de particule et pour les événements *descendants* et *ascendants* séparément sont présentées dans la figure 5.16. Une fois de plus, elles montrent une nette différence entre les événements *descendants* et *ascendants* :

- La plus forte occurrence de $Ze > 6$ dBZe associée à chaque type de particule à plus haute altitude durant les événements *descendants* comparés aux événements *ascendants* suggère une plus grande couche nuageuse durant les événements *descendants* (figure 5.16a à d).
- La plus forte occurrence de $W < 0$ m/s et de $SW > 1$ m/s à plus hautes altitudes durant les événements *descendants* indiquerait des conditions plus instables que

celles prévalant pendant les événements *ascendants*, amenant à un mouvement des particules vers le haut (figure 5.16b et c).

- D'un autre côté, la faible occurrence de $W < 0$ m/s et de $SW > 1$ m/s durant les événements *ascendants* suggère des conditions plus stables, associées avec des précipitations ayant un caractère stratiforme (figure 5.16 e et f).
- La nette diminution de l'occurrence de $Ze > 6$ dBZe près de la surface associée aux 2 types d'écoulement de l'air dans la vallée, en particulier dans le cas de la neige roulée, suggère l'importance de la sublimation dans la vallée de Kananaskis (figure 5.16 a à d)

Ces résultats confirment ceux présentés dans la section 5.1 décrivant l'évolution temporelle de la structure verticale de l'atmosphère, associée avec des événements *descendants* et *ascendants* représentatifs. En particulier, on a pu observer que les périodes associées avec un fort mouvement ascendant des particules durant les événements *descendants* sont très probablement reliées avec les conditions instables, et peut être convectives dans certains cas, révélées par le champ de SW . Ceci est confirmé par l'analyse des radiosondages qui mettent en évidence une atmosphère thermiquement instable durant les événements *descendants*. A noter que ces radiosondages révèlent des conditions légèrement plus sèches dans la basse atmosphère durant les événements *descendants* comparés aux événements *ascendants*. La diminution de l'humidité relative peut être associée au réchauffement adiabatique associé au mouvement descendant de l'air. Par ailleurs, la présence de neige roulée à la surface au moment où de forts mouvements des particules vers le haut avaient déjà été observés selon les résultats d'une étude de Garrett et al. (2015). D'un autre côté l'évolution temporelle des profils verticaux de Ze , W et SW associés avec les événements *ascendants* montre des signaux plus homogènes, en particulier un champ de Ze avec des valeurs augmentant linéairement depuis les plus hauts niveaux jusqu'à la surface, peu de mouvement ascendant de l'air et des valeurs

relativement faibles de *SW*. Ces résultats mettent en évidence que les événements *ascendants* sont associés avec des précipitations plus stratiformes probablement produite par un forçage orographique, bien que l'analyse des radiosondages associés aux 2 événements *ascendants* présentés plus haut met en évidence la présence de couches d'air faiblement instables.

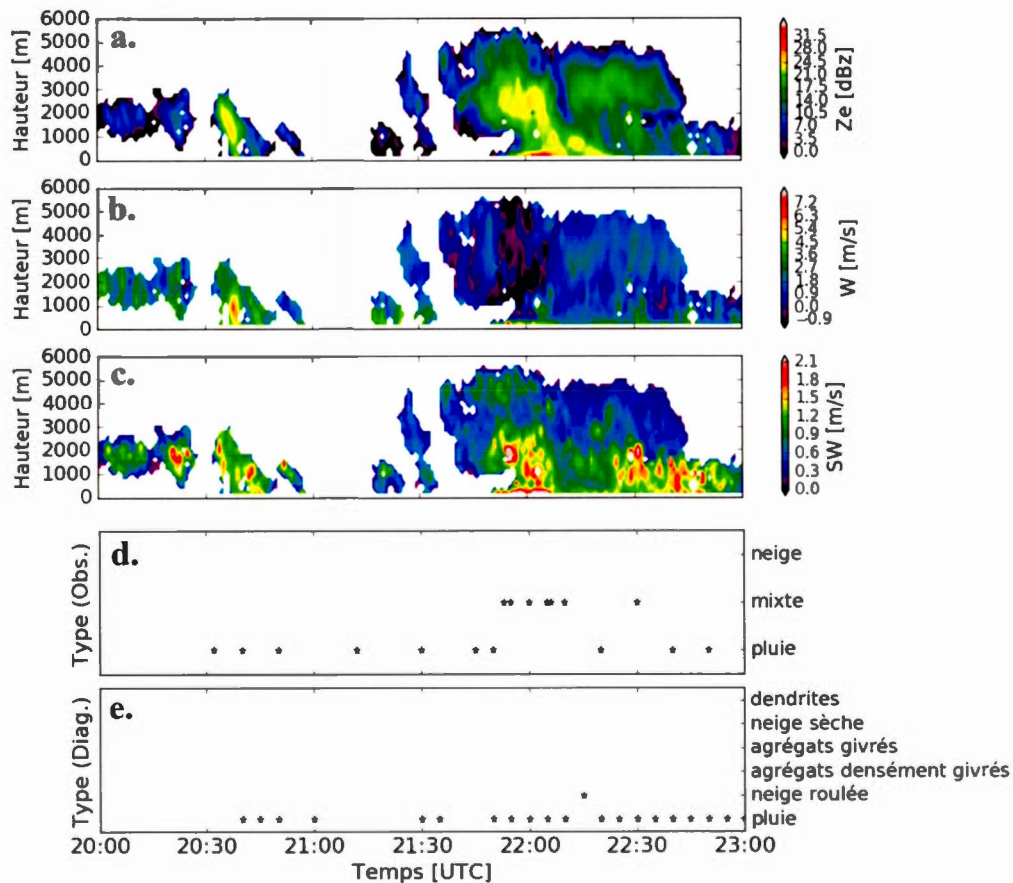


Figure 5.1 Séries temporelles de profils verticaux de : (a) réflectivité équivalente (Z_e [dBZ]), (b) vitesse doppler (W [m/s]) et (c) largeur spectrale (SW [m/s]) associés avec (d) les observations manuelles du type de précipitations et (e) les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) lors de l'événement descendant du 31 mars 2015. L'axe y sur les figures a, b et c correspond à la hauteur (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

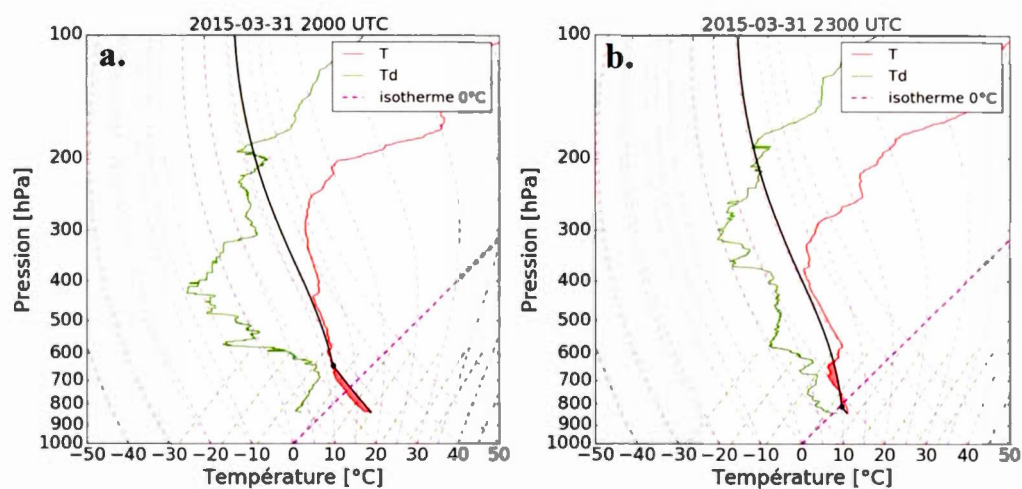


Figure 5.2 Profils verticaux de T (rouge) et T_d (vert) provenant de radiosondages effectués lors de l'événement *descendant* du 31 mars 2015 à (a) 2000 UTC et (b) 2300 UTC. La courbe en noir représente le profil vertical de température associé à l'environnement. La région en rouge pâle représente les couches de l'atmosphère associées avec une instabilité thermique de l'air.

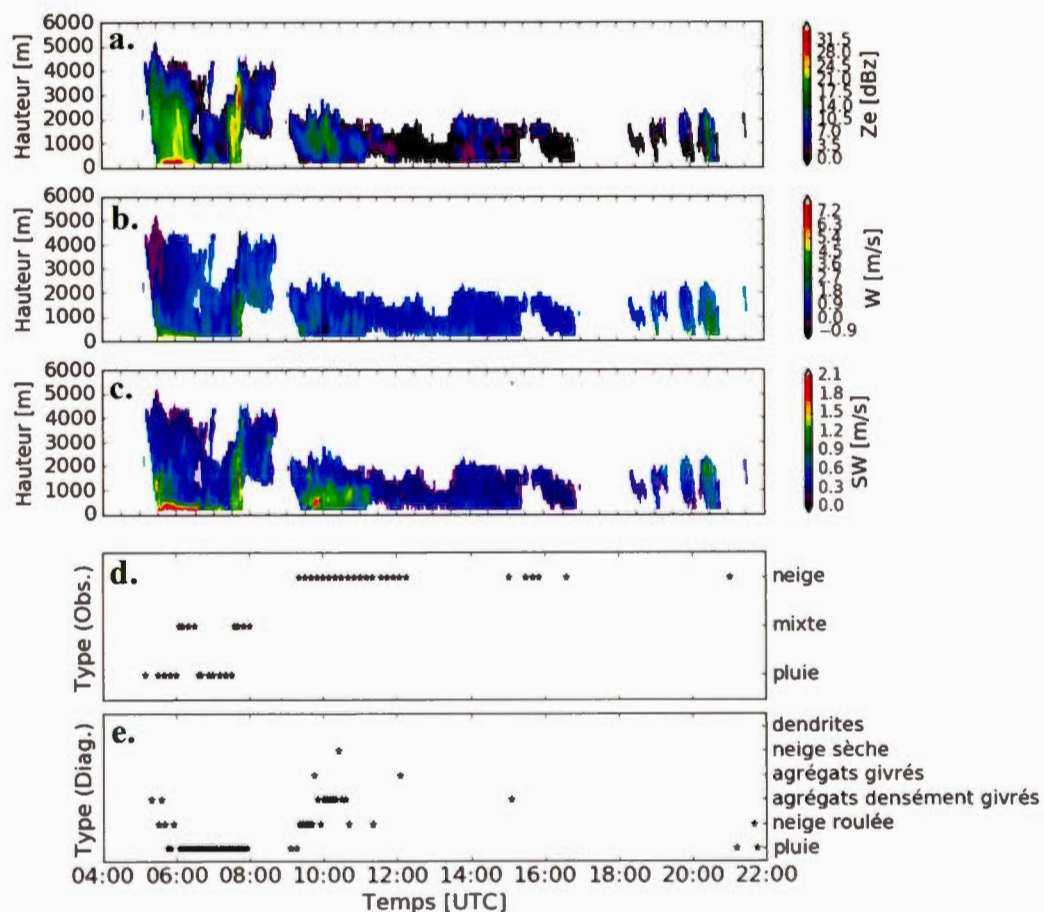


Figure 5.3 Séries temporelles de profils verticaux de : (a) réflectivité équivalente (Z_e [dBZ]), (b) vitesse doppler (W [m/s]) et (c) largeur spectrale (SW [m/s]) associés avec (d) les observations manuelles du type de précipitations et (e) les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) lors de l'événement *descendant* du 18 avril 2015. L'axe y sur les figures a, b et c correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

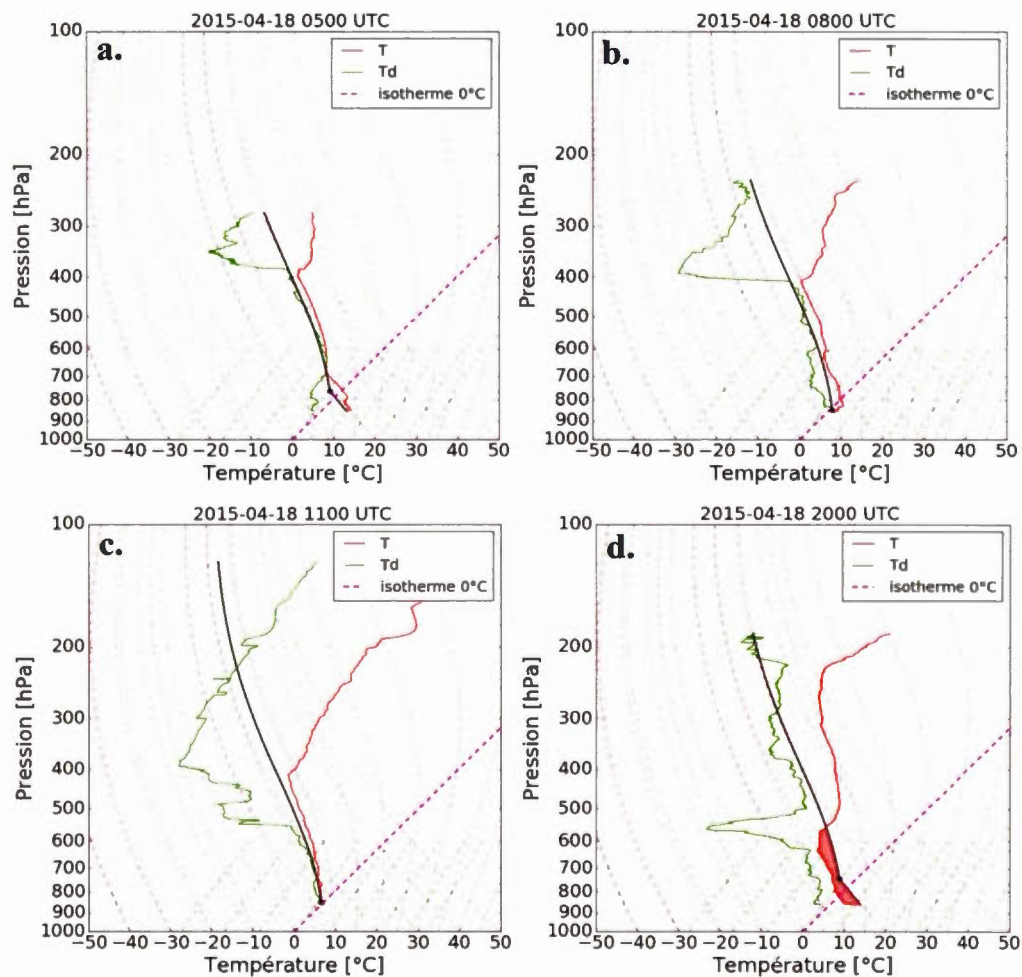


Figure 5.4 Profils verticaux de T (rouge) et T_d (vert) provenant de radiosondages effectués lors de l'événement *descendant* du 18 avril 2015 à (a) 0500 UTC, (b) 0800 UTC, (c) 1100 UTC et (d) 2000 UTC. La courbe en noir représente le profil vertical de température associé à l'environnement. La région en rouge pâle représente les couches de l'atmosphère associées avec une instabilité thermique de l'air.

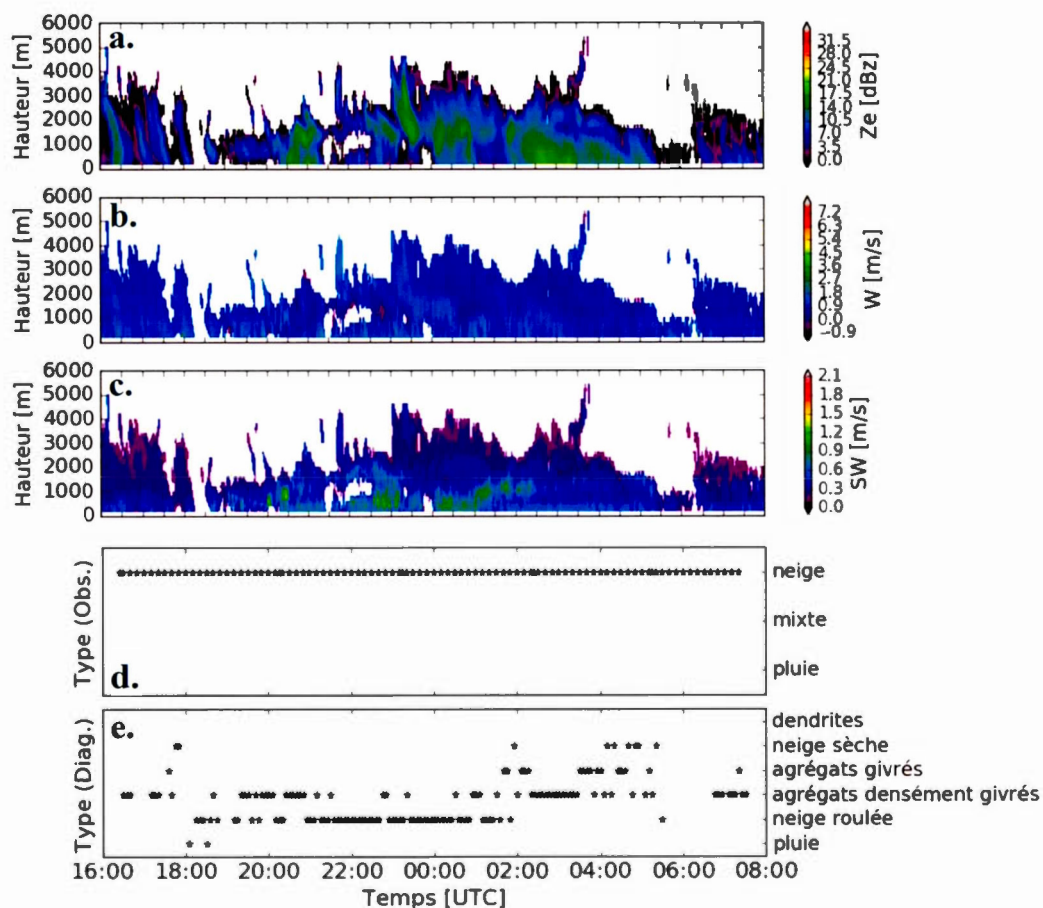


Figure 5.5 Séries temporelles de profils verticaux de : (a) réflectivité équivalente (Ze [dBZe]), (b) vitesse doppler (W [m/s]) et (c) largeur spectrale (SW [m/s]) associés avec (d) les observations manuelles du type de précipitations et (e) les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) lors de l'événement *ascendant* du 4-5 avril 2015. L'axe y sur les figures a, b et c correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

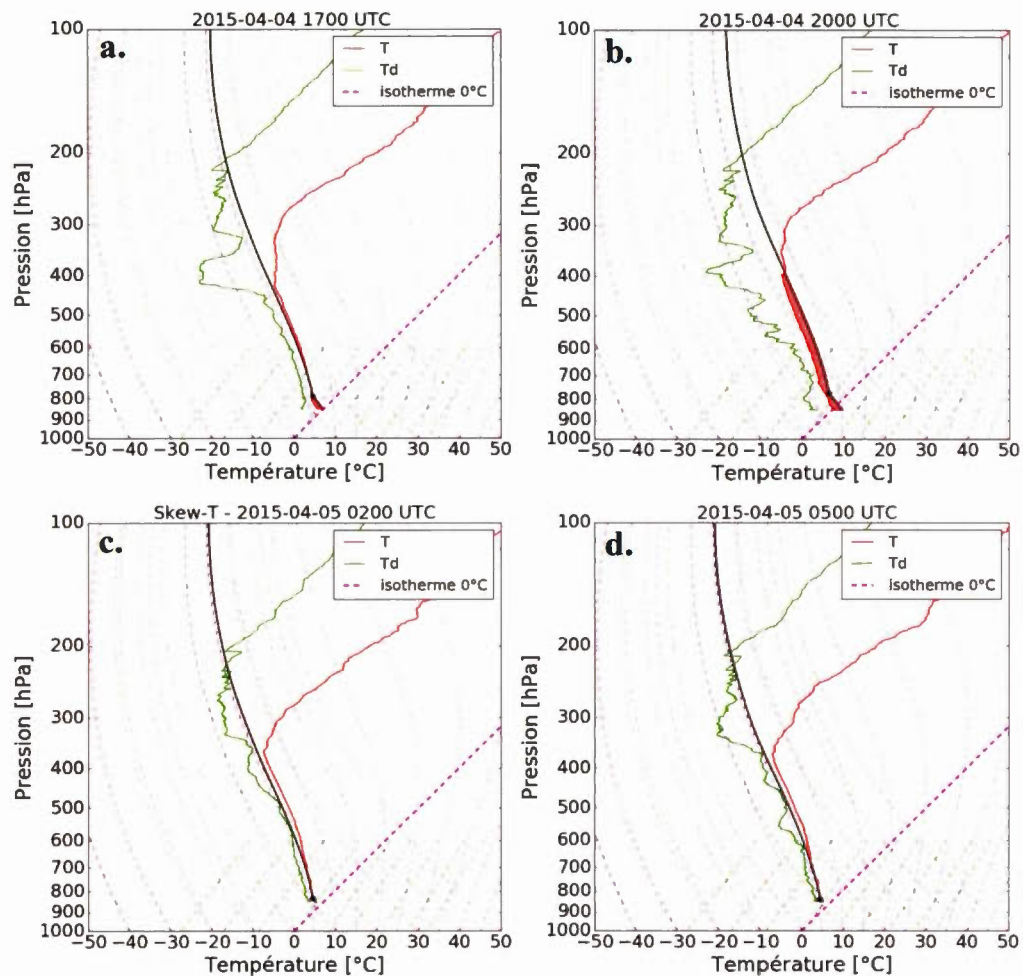


Figure 5.6 Profils verticaux de T (rouge) et T_d (vert) provenant de radiosondages effectués lors de l'événement *ascendant* du 4-5 avril 2015 à (a) 2000 UTC et (b) 2300 UTC. La courbe en noir représente le profil vertical de température associé à l'environnement. La région colorée en rouge pâle représente les couches de l'atmosphère associées avec une instabilité thermique de l'air.

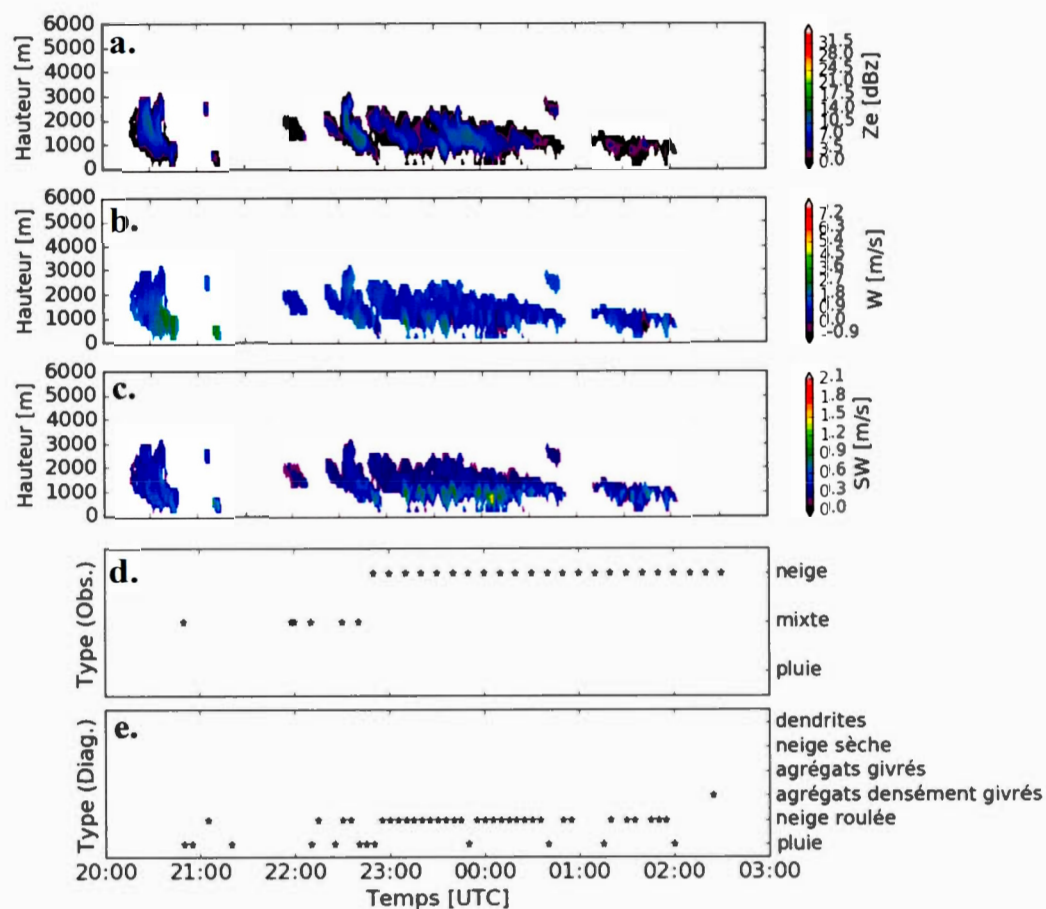


Figure 5.7 Séries temporelles de profils verticaux de : (a) réflectivité équivalente (Z_e [dBZ]), (b) vitesse doppler (W [m/s]) et (c) largeur spectrale (SW [m/s]) associés avec (d) les observations manuelles du type de précipitations et (e) les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) lors de l'événement *ascendant* du 25-26 avril 2015. L'axe y sur les figures a, b et c correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

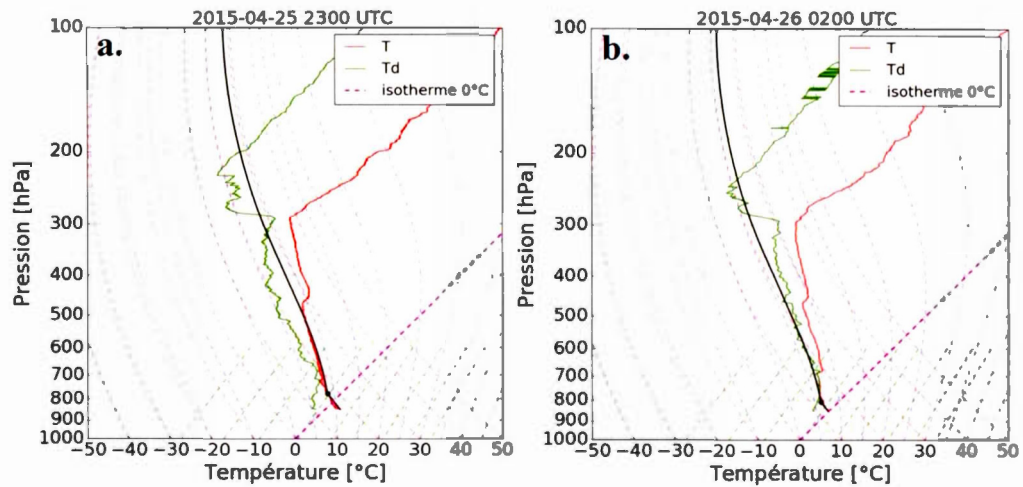


Figure 5.8 Profils verticaux de T (rouge) et T_d (vert) provenant de radiosondages effectués lors de l'événement *ascendant* du 25-26 avril 2015 à (a) 2300 UTC le 25 avril 2015 et à (b) 0200 UTC le 26 avril 2015. La courbe en noir représente le profil vertical de T associé à l'environnement. La région en rouge pâle représente les couches de l'atmosphère associées avec une instabilité thermique de l'air.

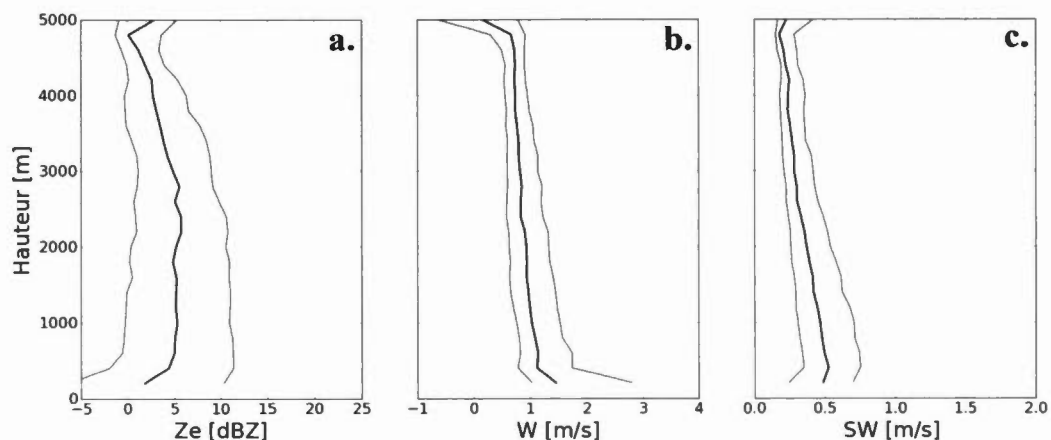


Figure 5.9 Médianes et écarts-interquartiles des (a) champs de réflectivité équivalente Z_e , (b) vitesse doppler W et (c) de largeur spectrale SW associés avec tous les événements indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. L'axe y correspond à la hauteur (en m) au-dessus de la surface. La ligne épaisse correspond à la valeur médiane tandis que les lignes fines à gauche et à droite de la médiane correspondent aux 25^{ème} et 75^{ème} percentiles respectivement. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

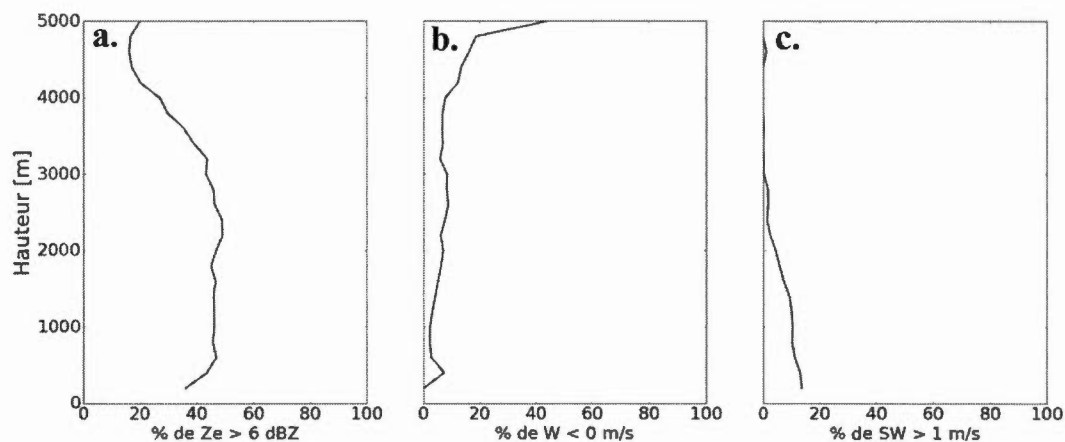


Figure 5.10 Fréquence d'occurrence (%) de (a) $Z_e > 6$ dBZe, (b) de $W < 0$ m/s et (c) de largeur spectrale $SW > 1$ m/s (c) associés avec tous les événements indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. L'axe y correspond à la hauteur (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

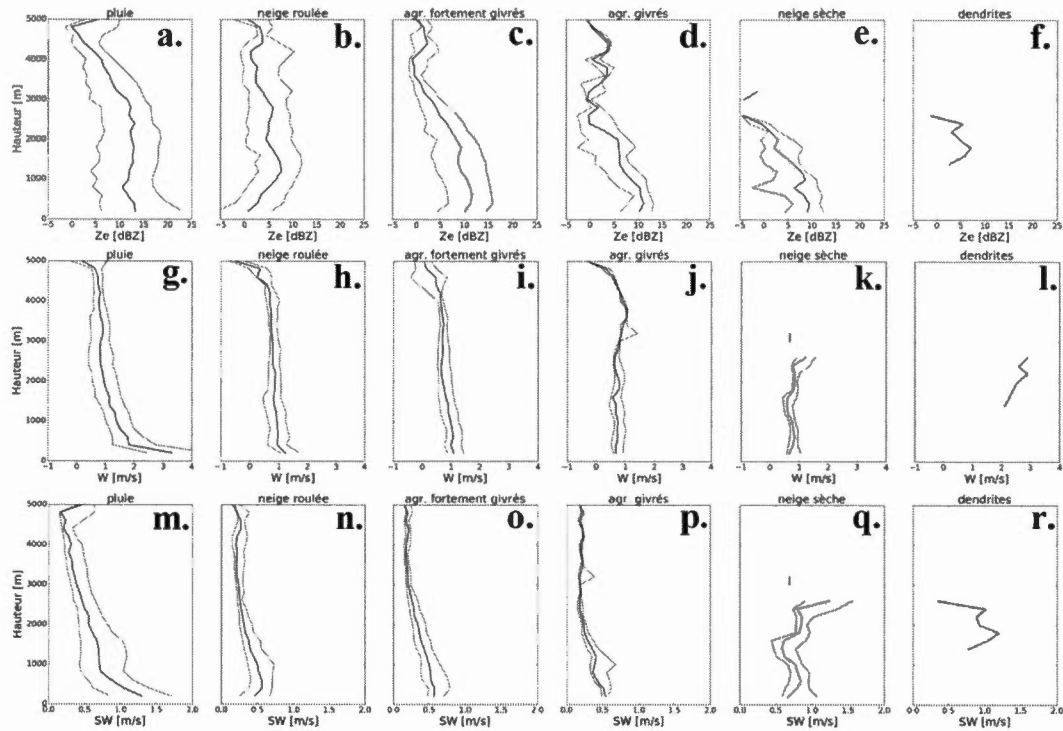


Figure 5.11 Médianes et écarts-interquartiles des (a à f) champs de réflectivité équivalente Ze , (g à l) vitesse doppler W et (m à r) de largeur spectrale SW associés avec les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013), indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. La ligne épaisse correspond à la valeur médiane tandis que les lignes fines à gauche et à droite de la médiane correspondent aux 25^{ème} et 75^{ème} percentiles respectivement. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

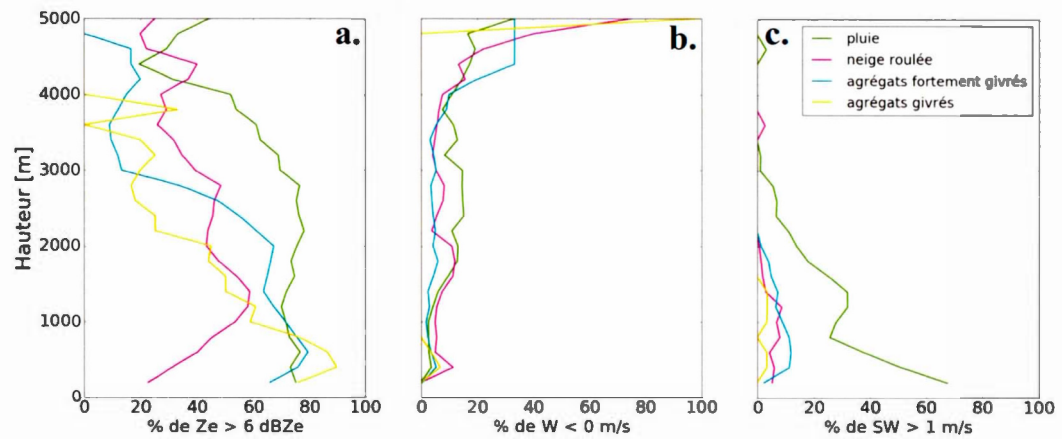


Figure 5.12 Fréquence d'occurrence (%) de (a) $Z_e > 6$ dBZe, (b) de $W < 0$ m/s et (c) de largeur spectrale $SW > 1$ m/s associés avec les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour tous les événements indépendamment de la direction du vent au-dessus de KES. L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

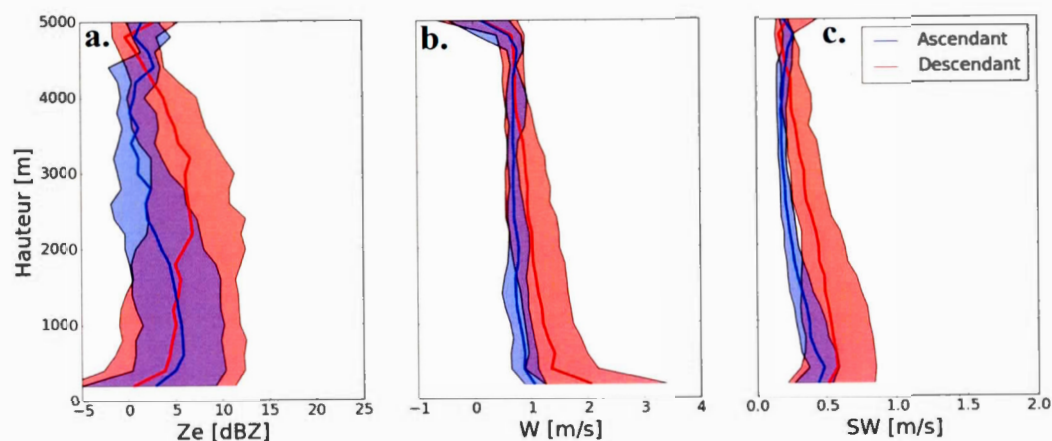


Figure 5.13 Médianes et écarts-interquartiles des (a) champs de réflectivité équivalente Ze , (b) vitesse doppler W et (c) de largeur spectrale SW associés avec les événements *descendants* (rouge) et *ascendants* (bleu). L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les lignes épaisses correspondent aux médianes des valeurs tandis que les bords extérieurs à gauche et à droite de la médiane correspondent aux 25^{ème} et 75^{ème} quartiles respectivement. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

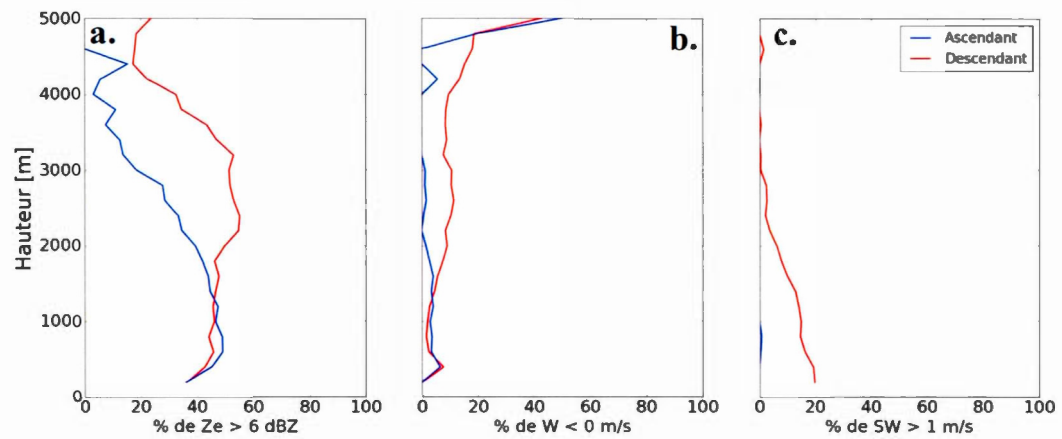


Figure 5.14 Fréquence d'occurrence (%) de (a) $Ze > 6$ dBZ, (b) de $W < 0$ m/s et (c) de largeur spectrale $SW > 1$ m/s associés avec événements *descendants* (rouge) et *ascendants* (bleu). L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

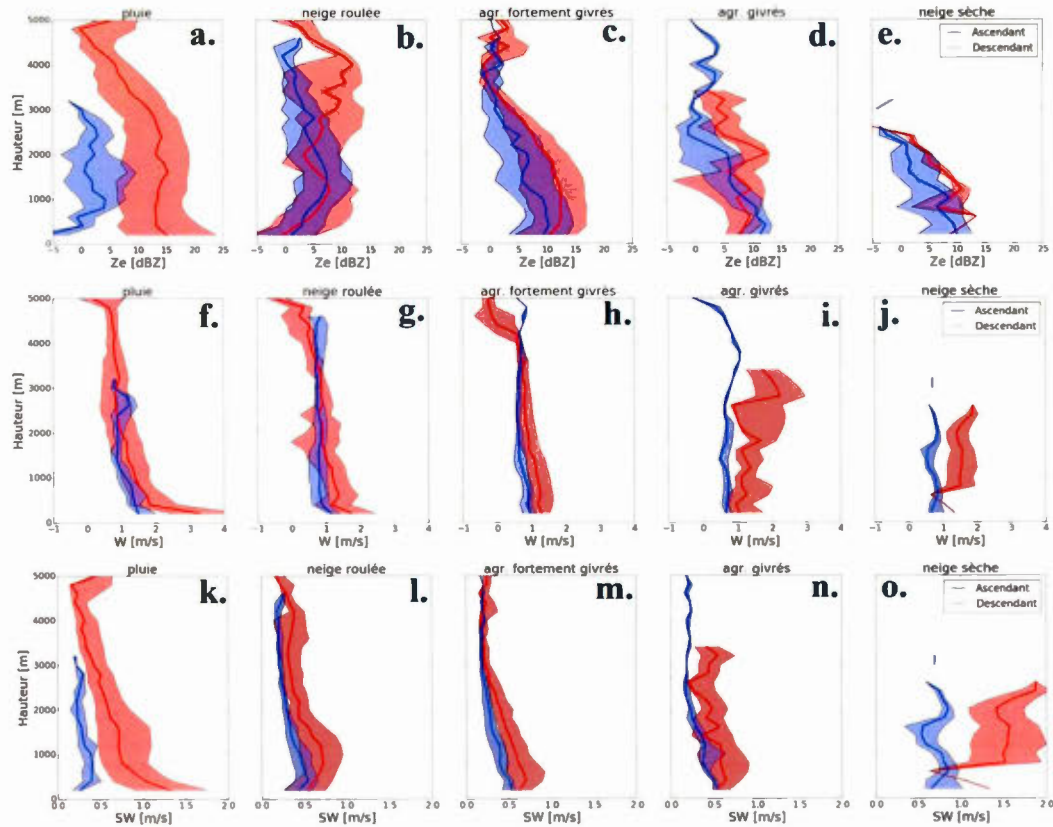


Figure 5.15 Médianes et écarts-interquartiles des (a à e) champs de réflectivité équivalente Ze , (f à j) vitesse doppler W et (k à o) de largeur spectrale SW associés avec les événements *descendants* (rouge) et *ascendants* (bleu) pour chaque type de précipitations diagnostiqué avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013). L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les lignes épaisses correspondent aux médianes des valeurs tandis que les bords extérieurs à gauche et à droite de la médiane correspondent aux 25^{ème} et 75^{ème} percentiles respectivement. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

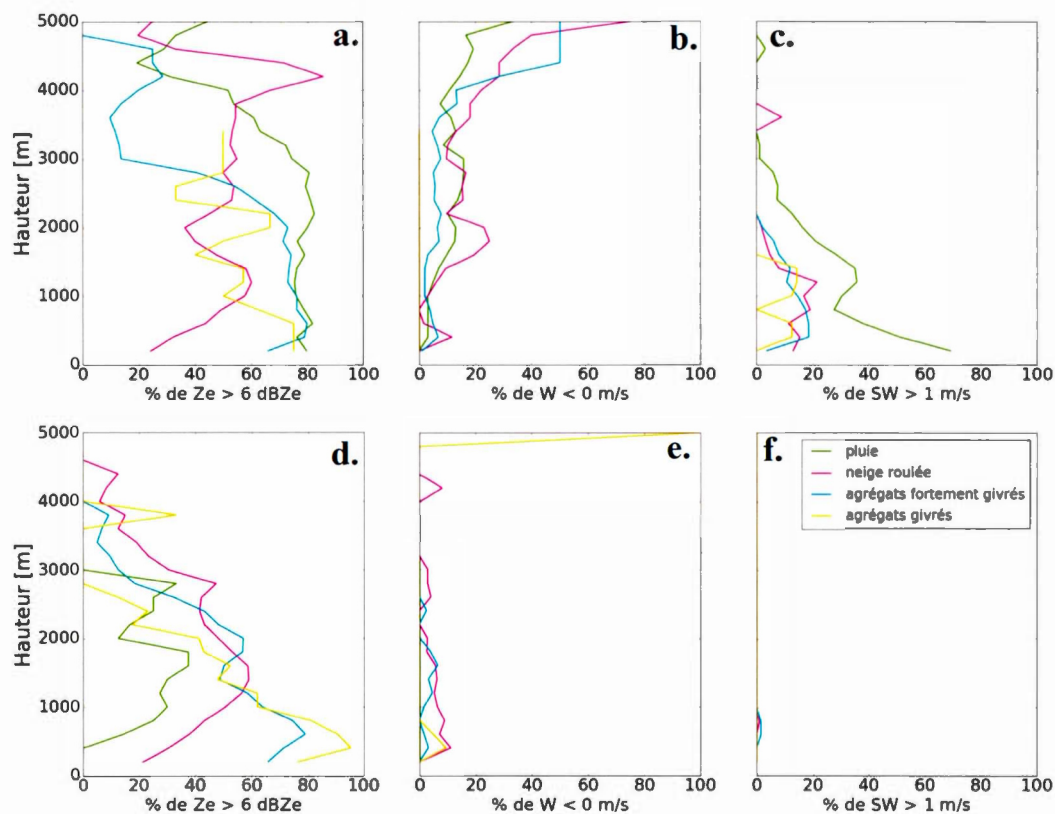


Figure 5.16 Fréquence d'occurrence (%) de $Ze > 6$ dBZ, de $W < 0$ m/s et de largeur spectrale $SW > 1$ m/s associés avec les types de précipitations diagnostiqués avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013) pour les événements (a, b, c) *descendants* et (d,e,f) *ascendants*. L'axe y correspond à l'altitude (en m) au-dessus de la surface. Les signaux radar au niveau du sol ne sont pas utilisés afin d'éliminer le bruit induit par la surface.

CHAPITRE VI

DISCUSSIONS ET CONCLUSION

6.1 Discussions

La campagne de terrain au printemps 2015 dans la vallée de Kananaskis en Alberta a permis de recueillir des données concernant les conditions atmosphériques en terrain montagneux, et plus particulièrement sur la face est des Rocheuses de l'Alberta sujette à des événements de précipitations extrêmes.

Un total de 17 événements météorologiques a été utilisé dans cette étude mais aucun événement majeur n'a été documenté. Il faut tenir compte du contexte climatique particulier de l'année 2015, en particulier la présence de conditions de sécheresse pendant les saisons d'hiver et de printemps. Par exemple, environ 18 mm de précipitations accumulées ont été mesurées durant l'ensemble de la campagne de terrain (du 15 mars au 30 avril 2015), alors que les précipitations moyennes (liquides et solides) pour le mois d'avril est de 52.6 mm à la station Barrier Lake (selon les données climatiques d'environnement Canada), à 10 km au nord du site KES, soit environ 3 fois moins que pour la période climatique de 1971 à 2000.

Les données d'observations manuelles ainsi que les données mesurées par les instruments déployés dans la vallée ont permis d'étudier les caractéristiques associées à différents types de précipitations (liquides, mixtes et solides), ainsi que les conditions atmosphériques à la surface et en altitude, dépendamment de la direction de l'écoulement de l'air. D'une part, le calcul du *CFM* des particules détectées par le

disdromètre optique a permis de déterminer le type principal de précipitations parmi 6 types de particules diagnostiqués. D'autre part, l'analyse des profils verticaux de Ze , W et SW mesurés par le MRR2, conjointement avec l'analyse des radiosondages ont mis en évidence des différences dans les conditions atmosphériques et les processus microphysiques amenant à la formation des différents types de précipitations à la surface, selon la direction de l'écoulement de l'air au-dessus de KES.

Durant l'ensemble de la campagne de mesure, l'analyse de la direction du vent dans la vallée de Kananaskis a montré que la majorité des événements météo étaient associés avec un écoulement de l'air venant de l'ouest (événements *descendants*). Ce résultat est paradoxal étant donné que l'on sait qu'un vent provenant de l'ouest est généralement associé avec des conditions plus sèches sur le versant sous le vent des montagnes (comme l'effet du Chinook sur la face orientale des Rocheuses Canadiennes). En effet, lorsque les vents descendent la pente des montagnes, la température de l'air augmente par compression adiabatique, ce qui induit une augmentation de la température sans changer la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Ce phénomène pourrait être expliqué par l'effet de la topographie, dont la localisation et l'orientation de la vallée de Kananaskis. L'effet opposé peut être observé durant les événements *ascendants* comme le suggère la faible occurrence de mouvement des particules vers le haut (chapitre 5, figure 5.16b) dans la vallée. Ceci est également non-intuitif en considérant qu'un vent d'est est associé avec un écoulement de l'air remontant la pente orientale des montagnes dans cette région, et donc la présence de mouvement vers le haut des particules.

Par ailleurs, les événements *descendants* sont associés avec des températures plus élevées comparées à celles liées aux événements *ascendants*. En revanche, les valeurs médianes d'humidité relative associées aux 2 types d'écoulements de l'air sont similaires. Autrement dit, les événements *descendants* ne sont pas nécessairement plus secs que les événements *ascendants*. En revanche, les conditions à la surface fluctuent rapidement pendant les événements *descendants* tandis que les conditions

varient plus progressivement pendant les événements *ascendants*, et ce même en altitude.

A noter que les événements *descendants* sont associés avec des vents plus forts, en particulier aux plus hautes altitudes avec des intensités atteignant 130 nœuds dans les plus hauts niveaux simulés. A l'inverse, les événements *ascendants* sont associés avec des vents sensiblement plus faibles, avec des vents simulés ne dépassant pas les 30 nœuds à tous les niveaux d'altitude. L'événement *ascendant* du 2 avril 2015 est un cas particulier car un vent du nord, avec des intensités similaires à celles simulées pour les événements *descendants*. En effet, un vent du nord dans la vallée de Kananaskis est associé à un écoulement de l'air vers le haut de la face orientale des Rocheuses Canadiennes, du fait de l'orientation du nord-ouest au sud-est de ce massif montagneux.

Les différences dans les intensités du vent dépendamment du type d'écoulement de l'air au-dessus de la vallée, *ascendant* et *descendant*, sont reliées à la position des systèmes météorologiques à grande échelle, aussi bien à la surface qu'en altitude (voir Annexe B). En effet, une dépression à la surface se situant au sud-est de l'Alberta induira un mouvement ascendant de l'air près de la surface sur la face orientale des Rocheuses de l'Alberta. Cette dépression est généralement alimentée en altitude par la présence d'un creux atmosphérique se trouvant directement au-dessus des Rocheuses Canadiennes à la frontière entre la Colombie-Britannique et l'Alberta, lequel est associé à des vents d'intensités relativement faibles à ce niveau de pression dans cette région. Si le centre du creux se situe au nord du site KES, les vents en altitude viendront de l'ouest. Par exemple, les événements *ascendants* du 4-5 avril 2015 et du 25-26 avril 2015 sont associés à ce type de configuration. En revanche si le centre du creux se situe au sud de KES, les vents en altitude viendront de l'est, comme ce fut le cas lors de l'événement *ascendant* du 5 avril 2015. Dans le cas des événements *descendants*, les dépressions à la surface se situent à l'ouest ou au nord de la vallée de Kananaskis, lesquelles engendrent des vents du sud-ouest ou de l'ouest

au site KES. Mais ces dépressions sont alimentées en altitude par la présence d'un creux plus à l'ouest, lequel engendre un vent du sud-ouest rapide, tournant à l'ouest puis au nord-ouest au fur et à mesure que le creux en altitude se déplace vers l'est. Par exemple, l'événement *descendant* du 18 avril 2015 est associé à ce type de configuration.

Durant l'ensemble de la campagne de terrain, différents types de précipitations ont été observés et diagnostiqués à la surface. Les observations manuelles ont révélé que les précipitations étaient principalement sous forme de neige, bien que près d'un quart des observations étaient associées à des précipitations mixtes et de la pluie (figure 4.1). Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus en diagnostiquant 6 types de précipitations (figure 4.7) avec la méthode d'Ishizaka et al. (2013). De plus l'analyse des conditions à la surface a montré que de la neige a été observée à des températures bien au-dessus de 0°C dans des conditions sous-saturées. D'un autre côté, les observations manuelles ont reporté des précipitations en phase mixte, en particulier de la neige mouillée (fraction liquide jusqu'à environ 0.5) durant plusieurs événements météorologiques, pendant lesquels les températures à la surface étaient au-dessus de 0°C et l'air était proche de la saturation.

Par ailleurs, la direction de propagation des précipitations au-dessus de KES peut mener à différents types de précipitations à la surface. Nos résultats mettent en évidence que les événements *descendants* sont associés avec tous les types de précipitations : la neige, la pluie et les précipitations mixtes. De plus les résultats révèlent que les types de précipitations observés durant les événements *descendant* sont associés avec des températures plus élevées, comparés aux événements *ascendants*. Par exemple, de la neige a été observée à des températures jusqu'à 8°C avec une humidité relative de l'air inférieur à 50%, bien en-dessous de la saturation. D'un autre côté, les événements *ascendants* sont associés principalement avec des précipitations sous forme de neige seule selon les observations manuelles. Les précipitations observées sont associées à des températures souvent inférieures à 0°C

(plus de 50% des observations). A noter que les résultats obtenus semblent correspondre avec les critères de Matsuo et al. (1981).

La méthode utilisée par Ishizaka et al. (2013), qui consiste à calculer le *CFM* des particules, est assez précise pour classifier le type principal de précipitations à partir de distributions de particules (sur 5 min) mesurées par le disdromètre optique. En effet les observations manuelles des types de précipitations à la surface sont en accord avec les résultats déterminés grâce à cette méthode, malgré le fait que le nombre de particules peut varier grandement dans les différents échantillons. Par ailleurs, la méthode du *CFM* a été confrontée aux macrophotographies des flocons de neige. Les résultats révèlent que les 2 types principaux de particules diagnostiqués avec cette méthode sont les agrégats fortement givrés et la neige roulée. De plus, ces types de particules sont associés avec des conditions atmosphériques différentes à la surface. En particulier, la neige roulée est associée avec des températures légèrement plus élevées et une humidité relative plus faible comparée à celles liées aux agrégats densément givrés. A noter que les résultats auraient pu être affinés si on avait considéré plus de types de particules avec différents degrés de givrage. De plus, la fraction liquide des particules n'a pas été considérée dans cette étude car la pluie et les précipitations mixtes sont principalement observées durant les événements *descendants*.

Une fois les types de précipitations diagnostiquées, il a été possible d'étudier les conditions atmosphériques en altitude à l'aide du MRR2 et des radiosondages. L'analyse des profils moyens de Ze , W , et SW pour l'ensemble des événements météorologiques observés a révélé des différences dans les valeurs selon le type de précipitations à la surface. Par exemple, les résultats montrent que les précipitations solides sont associées avec des vitesses de chute et des valeurs de SW plus faibles que celles associées à la pluie (figure 5.11). Plus précisément les valeurs de W mesurées sont proches de 1 m/s pour les précipitations solides ce qui est en accord avec des mesures effectuées dans le passé (Henson et al., 2011, Garrett et al. 2012, 2015).

Il a été possible d'étudier plus précisément les caractéristiques des précipitations dépendamment du type d'écoulement de l'air, *descendant* et *ascendant*, au-dessus de KES. Les résultats ont notamment mis en évidence un lien entre la direction du vent en altitude (qui est relié à la direction de propagation des précipitations) et le type de précipitations à la surface. L'analyse des profils verticaux mesurés par le MRR2, ainsi que des radiosondages, suggèrent des conditions plus instables durant les événements *descendants*. En effet, les valeurs élevées de SW mettent en lumière la présence d'une atmosphère instable. De plus, les profils verticaux de W mettent en évidence la présence de forts mouvements ascendants des particules (< -1 m/s) durant les mêmes périodes où l'on observe une instabilité de l'air. Autrement dit, le mouvement de l'air et des particules vers le haut est probablement associé avec les périodes d'instabilité de l'air. Cela peut amener à la formation de précipitations convectives et la présence de particules très densément givrées à la surface, comme par exemple la neige roulée.

L'analyse des conditions atmosphériques a permis de mettre en lumière différents processus microphysiques se produisant en altitude et à la surface. Les résultats mettent en évidence notamment le rôle important de la sublimation dans la vallée de Kananaskis. En effet, les valeurs relativement basses d'humidité relative mesurées près de la surface et la présence de précipitations solides à des températures supérieures à 0°C suggèrent que les particules solides ont tendance à sublimer plutôt qu'à fondre. De plus, la forte proportion de particules givrées, comme la neige, et les agrégats givrés suggèrent la présence des mécanismes d'accrétion et d'agrégation des particules. Ce phénomène a déjà été observé dans d'autres campagnes de mesure effectuées au Canada (Burford et Stewart, 1998 ; Stewart et al. 2004, Henson et al., 2011, 2013). Plus particulièrement, l'analyse des profils de Ze , W et SW mesurés par le MRR2 ainsi que les données reliées aux radiosondages a montré que l'occurrence de neige roulée à la surface est associée avec des mouvements vers le haut des particules et une instabilité de l'air. Des résultats similaires ont été reportés dans

l'étude de Garrett et al. (2015). Cet instabilité de l'air peut être expliqué par la présence de périodes ensoleillées qui induit un réchauffement de l'air près de la surface, ce qui est confirmé par l'analyse des températures à la surface associées à chacun des événements (chapitre 3 et Annexe A). En effet, les résultats ont montré que les événements *descendants* étaient caractérisés par un régime d'averses entrecoupées d'éclaircies (reportés par les observations manuelles et les données radar), permettant au rayonnement solaire de réchauffer brusquement l'air dans les basses couches près de la surface. Cependant les conditions instables observées peuvent être associés à un facteur dynamique, comme par exemple l'effet des ondes de montagne, associées à l'écoulement horizontal de l'air au-dessus d'un relief, produisant un mouvement de l'air vers le haut sur la face sous le vent des montagnes (Garvert et al. 2007, Mott et al. 2014).

Il est important aussi de mettre nos résultats en perspective en discutant des sources d'erreurs :

1. la classification des événements en fonction de la direction du vent pourrait éventuellement varier. Cependant dans notre cas, l'analyse des simulations du modèle GEM-LAM au-dessus de la vallée correspond avec les résultats déterminés avec les cartes de ré-analyses à la surface,
2. la méthode du *CFM* utilisée par Ishizaka et al. (2013) ne tient pas en compte de la fraction liquide des particules, bien que la température de l'air à la surface ait été souvent supérieure à 0°C. De ce fait, les résultats peuvent être altérés par une surestimation de l'occurrence de pluie ou de neige roulée, par exemple, car ces 2 types de particules tombent à des vitesses similaires à celle de la neige mouillée. En effet, les résultats ont montré notre méthode diagnostique tend à détecter plus de pluie que ce que suggèrent les observations manuelles. Par ailleurs, il faut tenir compte des erreurs dues à la précision de la mesure du disdromètre optique, laquelle peut atteindre 5%

pour la pluie et jusqu'à 20% pour les précipitations solides selon les données du constructeur OTT Hydromet,

3. les mesures des conditions atmosphériques à la surface, notamment la température et l'humidité relative peuvent varier significativement entre 2 stations météo voisines ce qui peut altérer les résultats et les conclusions associées. Cette source d'erreur est discutée dans l'annexe C avec la comparaison de la température et l'humidité relative mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure, et la station météo permanente du site KES,
4. le faible nombre de radiosondages disponibles rend difficile l'analyse de la stabilité de l'air. Etant donné que la stabilité de l'air varie sensiblement dans le temps et dans l'espace dépendamment de l'évolution des conditions thermodynamiques à la verticale, il est probable que la stabilité d'une ou de plusieurs couches d'air varient entre 2 lancers de ballon-sonde successifs. De plus, plusieurs radiosondages n'ont pas mesurés la direction et vitesse du vent ce qui complique l'analyse du cisaillement du vent vertical.
5. il faut noter que nous n'avons pas pris en compte l'origine des masses d'air. Il s'agit d'un paramètre important à considérer car les masses d'air ont des propriétés thermodynamiques différentes dépendamment de leur provenance. Par exemple une masse d'air en provenance de l'Océan Pacifique à l'ouest de notre région d'intérêt contiendra plus de vapeur d'eau qu'une masse d'air d'origine continentale. De même, une masse d'air venant du sud sera associée avec des températures plus élevées qu'une masse d'air d'origine polaire. Le choix de ne pas avoir pris en compte ce paramètre tient du fait que les variations dans le temps des conditions environnementales associées au déplacement des masses d'air à l'échelle synoptique sont négligeables à l'échelle locale.
6. enfin d'autres mécanismes atmosphériques se produisant au-dessus d'un terrain complexe n'ont pas été pris en compte, notamment l'effet des ondes de

montagne qui ont un rôle significatif sur la formation des nuages et des précipitations, ainsi que le phénomène de « cold air pool » (Whiteman, 2000), c'est-à-dire la présence d'une couche d'air froid près de la surface dans une vallée, ce qui peut avoir un effet sur la phase des précipitations. Dans ce dernier cas, le site principal KES peut être impacté par ce phénomène étant donné qu'il se situe au fond de la vallée de Kananaskis. Il est possible que les températures observées à la surface aient été inférieures à la température de l'air au-dessus de la vallée. Ceci pourrait expliquer la présence d'une inversion de température près de la surface observée lors de l'événement météorologique du 18 avril 2015 à 0500 UTC (figure 4.4a) et à 0800 UTC (figure 4.4b).

6.2 Conclusion

L'étude des précipitations hivernales sur la face orientale des Rocheuses de l'Alberta est cruciale pour expliquer et appréhender les conséquences hydrologiques parfois dramatiques se produisant dans cette région. Ce mémoire se concentre sur les conditions atmosphériques associées avec ces précipitations, en utilisant un jeu de données unique obtenu aux mois de mars et d'avril 2015. Bien que cette année fut marquée par des conditions atmosphériques plus douces et plus sèches qu'en temps normal, les résultats ont montré que :

- les températures mesurées à la surface étaient proches de 0°C ce qui explique l'occurrence de pluie, de précipitations mixtes et de neige à la surface, souvent au cours d'un même événement météorologique,
- des précipitations solides ont été observées à la surface à une température de 8°C dans des conditions très sèches à la surface,

- la majorité des précipitations observées était liée avec des événements météorologiques *descendants*, associés à un écoulement de l'air venant de l'ouest,
- les événements *descendants* étaient associés à des températures plus élevées à la surface que celles mesurées lors des événements *ascendants*,
- les événements descendants étaient associés à une plus grande occurrence de pluie que de précipitations solides.
- les événements *descendants* étaient associés avec des conditions atmosphériques plus instables ainsi qu'une plus grande occurrence de mouvement vers le haut des particules que durant les événements *ascendants*.
- la présence de particules givrées à la surface durant les événements *descendants* et *ascendants* témoigne d'un processus de croissance des particules par accréation,

Les travaux futurs devront considérer d'autres types de précipitations solides, en termes du degré de givrage, mais aussi des précipitations mixtes. Autrement dit, la caractérisation des types de précipitations devra prendre en compte la fraction liquide des particules afin d'obtenir une classification plus rigoureuse des types de particules à la surface lorsque les températures sont autour de 0°C. Par ailleurs, on a remarqué que le type d'écoulement de l'air en altitude dans cette région influence sensiblement les conditions atmosphériques reliées aux différents types de précipitations à la surface. Une analyse plus approfondie de la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique pourra permettre de mieux contraindre les analyses et d'expliquer davantage les comportements des cas étudiés à l'échelle locale. De plus, il est essentiel d'effectuer de nouvelles campagnes de mesure sur différents sites similaires afin d'obtenir de nouvelles données dans le but de les comparer avec les résultats présentés dans ce mémoire et ceux obtenus dans de précédentes études. L'utilisation de radars polarimétriques par exemple pourrait permettre d'obtenir des informations

concernant la taille et la forme des particules en altitude. De même, l'utilisation d'un disdromètre à 2 dimensions, d'un disdromètre vidéo (lequel utilise une caméra au lieu d'un capteur de lumière) ou d'un Multi Angle Snowflake Camera (MASC ; Garrett et al. 2012) pourraient permettre d'obtenir des images de chaque cible individuellement et ainsi avoir de l'information concernant la taille et la forme des particules à la surface. Enfin, l'utilisation de données des satellites de télédétection, comme le satellite CALIPSO dont l'instrument principal est un lidar, pourrait permettre d'analyser avec précision les caractéristiques des nuages, notamment leur étendue verticale ainsi que le contenu en eau liquide.

Pour finir, les travaux présentés dans ce mémoire mettent en évidence la complexité des mécanismes physiques amenant à la formation des précipitations en terrain montagneux, en particulier à l'intérieur des vallées. Néanmoins, les résultats de cette étude fournissent des informations essentielles permettant d'améliorer la connaissance et la compréhension des caractéristiques des précipitations hivernales sur la face orientale des Rocheuses de l'Alberta. Ces résultats pourront éventuellement être utilisés pour améliorer la paramétrisation des processus microphysiques, tels que l'accrétion et la sublimation des particules dans des conditions sous-saturées en terrain montagneux.

ANNEXE A

Description des événements météorologiques observés durant la campagne de terrain 2015 dans la vallée de Kananaskis

Parmi les 17 événements observés durant la campagne de terrain 2015 dans la vallée de Kananaskis, seulement 4 événements (2 événements *descendants* et 2 événements *ascendants*) ont été présentés dans le chapitre 3. Cette annexe présente la description des 13 autres événements observés durant la campagne de mesure entre le 15 mars et le 30 avril 2015.

i. 15-16 mars 2015

Cet événement constitue le 1^{er} événement observé durant la campagne de terrain 2015. Il s'est déroulé entre 1900 UTC et 0500 UTC (le 16 mars 2015). À cette date, aucun des instruments installés sur le site KES n'étaient opérationnels, mais des macrophotographies de flocons de neige ont été collectées. En effet le type principal de précipitations observé à la surface était sous forme de neige.

Les observations manuelles relatent des températures négatives stables autour de -3°C environ et une humidité relative proche de 100 % pendant tout l'événement. Les cartes de réanalyses à la surface révèlent la présence d'un écoulement de l'air de l'est à la station de Calgary, tandis que le vent à plus hauts niveaux (du dessus de 850 hPa) est de secteur ouest. Ainsi cet événement a été classé comme événement *ascendant*.

Cet événement n'a pas été analysé dans cette étude du fait du manque de données disponibles pour cet événement.

ii. 21-22 mars 2015

Cet événement s'est déroulé entre 2100 UTC et 0800 UTC (le 22 mars 2015). La figure A.1 présente les séries temporelles des profils verticaux du vent et de température ainsi que les conditions à la surface au-dessus de KES. On observe sur la figure A.1a que la direction du vent est de l'ouest à tous les niveaux. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*.

Par ailleurs, on remarque l'intensité du vent est minimale près de la surface tandis que l'intensité maximale se retrouve approximativement entre 2500 et 3500 m d'altitude avec des valeurs jusqu'à 90 nœuds. Au-dessus de cette couche, l'intensité du vent est plus faible. A noter un changement de l'intensité du vent à tous les niveaux à 0000 UTC, due à la discontinuité associée à 2 simulations successives du modèle GEM-LAM.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 1°C et 5°C tandis que l'humidité relative variait entre 80 % et près de 100 % (figure A.1b-c). Les observations manuelles révèlent la succession de précipitations sous forme de pluie seule, sous forme mixte (mélange de pluie et de neige) ainsi que de neige seule (figure A.1d). On observe que l'occurrence de précipitations mixtes entre 2200 UTC et 2300 UTC est associée avec la diminution de l'humidité relative. Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels mis à part le MRR2. Ce dernier ne pointait pas directement à la verticale ce qui altère les données mesurées. Ainsi cet événement n'a pas été analysé dans la suite de cette étude.

iii. 23 mars 2015

Cet événement s'est déroulé entre 1700 UTC et 2100 UTC. La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure A.2a) révèle la présence d'un écoulement de l'air de l'est à la surface, une couche avec des vents nuls ou très faibles entre ~ 1800 m et 2000, et des vents du sud-ouest à ouest à plus hauts niveaux. Cet événement a été classé comme événement *ascendant*. Contrairement à l'événement *descendant* du 21-22 mars 2015, l'intensité du vent est relativement faible, avec des valeurs n'excédant pas les 20 nœuds jusqu'à une altitude d'environ 4600 m.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 0°C et 7°C tandis que l'humidité relative variait entre 40 % et 85 % (figure A.2b-c). Les observations manuelles révèlent que le type des précipitations était sous forme de neige (figure A.2d). Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels, cependant les précipitations détectées par le disdromètre optique et observées manuellement étaient négligeables et ce pendant de très courtes averses ce qui ne permet pas d'obtenir des données significatives. Ainsi cet événement n'a pas été analysé dans la suite de cette étude.

iv. 28 mars 2015

Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 1500 UTC et 2200 UTC. La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure A.3a) révèle la présence d'un écoulement de l'air de l'ouest à nord-ouest à tous les niveaux. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*. Par ailleurs, on remarque l'intensité du vent est minimale près de la surface tandis que l'intensité maximale se retrouve approximativement entre 2500 et 4000 m d'altitude avec des valeurs jusqu'à 90 nœuds. Au-dessus de cette couche,

l'intensité du vent est plus faible. Ce profil vertical est similaire à celui associé avec l'événement *descendant* du 21-22 mars 2015.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 3°C et 10°C tandis que l'humidité relative variait entre 60 % et 90 % (figure A.3b-c). A noter que la diminution de la température mesurée à la surface entre 1900 UTC et 2000 UTC a été bien prédite par la simulation du modèle GEM-LAM à 2.5 km de résolution. Les observations manuelles révèlent que le type des précipitations était sous forme de pluie (figure A.3d).

v. 2 avril 2015

Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 0300 UTC et 0600 UTC. La série temporelle du profil vertical de vent au-dessus de KES révèle la présence d'un écoulement de l'air du nord à tous les niveaux (figure A4.a). Cet événement a été classé comme *ascendant*. En effet, comme expliqué dans la section 3.1, un écoulement de l'air du nord dans cette région est associé à un événement *ascendant*, compte-tenu de l'orientation nord-ouest – sud-est des Rocheuses Canadiennes. Par ailleurs, on remarque l'intensité du vent est minimale près de la surface tandis que l'intensité maximale se retrouve approximativement entre 3000 et 4000 m d'altitude avec des valeurs jusqu'à 70 nœuds. Au-dessus de cette couche, l'intensité du vent est plus faible.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre -2°C et 0°C tandis que l'humidité relative variait entre 60 % et 90 % (figure A.4b-c). Les observations manuelles révèlent que le type des précipitations était sous forme de neige (figure A.4d).

vi. 5 avril 2015

Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 2000 UTC et 2200 UTC. La série temporelle du profil vertical de vent au-dessus de KES révèle la présence d'un écoulement de l'air de l'est-sud-est à tous les niveaux (figure A.5a). Ainsi cet événement a été classé comme *ascendant*. Par ailleurs, on remarque que l'intensité du vent augmente linéairement avec l'altitude. Par ailleurs, on observe que l'intensité du vent n'excède pas les 30 nœuds à tous les niveaux d'altitude simulés. Ce résultat est similaire à celui associés aux événements *ascendants* du 23 mars et du 4-5 avril 2015.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 2°C et 5°C tandis que l'humidité relative variait entre 50 % et 60 % (figure A.5b-c). Ces valeurs d'humidité relative sont plus faibles que celles mesurées durant les autres événements *ascendants*, décrits jusqu'à présent. Les observations manuelles révèlent que le type des précipitations était sous forme de neige (figure A.5d).

vii. 11-12 avril 2015

Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 1300 UTC et 0900 UTC (le 12 avril 2015). La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure A.6a) révèle la présence d'un écoulement de l'air de l'ouest à tous les niveaux. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*. Par ailleurs, on remarque que l'intensité du vent est minimale près de la surface tandis que l'intensité maximale se retrouve approximativement entre 2500 et 3500 m d'altitude avec des valeurs jusqu'à 100 nœuds. Au-dessus de cette couche, l'intensité du vent est plus faible. Concernant l'évolution temporelle du profil vertical de température, on observe une importante diminution de la

température aux alentours de 3000 m d'altitude entre 1700 UTC et 2300 UTC, probablement associée à une advection d'air froid à ce niveau.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre -3°C et 9°C tandis que l'humidité relative oscillait entre 30 % et près de 90 % avec des variations brutales (figure A.6b-c). A noter qu'au passage de l'advection d'air froid en altitude, les températures à la surface augmentent dans la période. Cette augmentation de la température à la surface peut être associée avec une période de temps ensoleillé, le rayonnement permettant de réchauffer l'air près de la surface. Ainsi le fort gradient vertical de température entre 1800 UTC et 2100 UTC peut également entraîner une déstabilisation de l'air et la formation de précipitations, ce que suggèrent les observations manuelles et l'occurrence de précipitations sous forme de neige (figure A.6d).

viii. 12 avril 2015

Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 1500 UTC et 2300 UTC. La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure A.7a) révèle la présence d'un écoulement de l'air de l'ouest à tous les niveaux. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*. Par ailleurs, l'intensité du vent augmente linéairement avec l'altitude avec des valeurs proche atteignant 110 nœuds au plus haut niveau simulée (environ 5600 m d'altitude).

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 0°C et 5°C tandis que l'humidité relative oscillant entre 30 % et 60 % (figure A.7b-c). A noter les variations à haute fréquence des températures à la surface et de l'humidité relative, comme c'est le cas pour l'événement *descendant* du 11-12 avril 2015. Les

observations manuelles révèlent que le type des précipitations était sous forme de neige (figure A.7d).

ix. 14-15 avril 2015

Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 1700 UTC et 0500 UTC (le 15 avril 2015). La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure A.8a) révèle la présence d'un l'écoulement de l'air de l'ouest à tous les niveaux. A noter un changement de la direction du vent à tous les niveaux à 0000 UTC, due à la discontinuité associée à 2 simulations successives du modèle GEM-LAM. En effet, après 0000 UTC, on observe que l'écoulement du vent est du nord-ouest à la surface et de secteur nord entre 3000 m et 4000 m d'altitude. Cet événement a été classé comme événement *descendant*. On remarque également que l'intensité du vent est relativement plus faible que pour les autres événements *descendants* décrits jusqu'à présent.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 0°C et 10°C tandis que l'humidité relative oscillant entre 40 % et 95 % (figure A.8b-c). A noter les variations à haute fréquence de l'humidité relative à la surface entre 1700 UTC et 2100 UTC. Les observations manuelles révèlent la succession de précipitations sous forme de pluie au début de l'événement, puis sous forme mixte entre 2100 UTC et 2200 UTC et enfin sous forme de neige seule jusqu'à la fin de l'événement (figure A.8d).

x. 17 avril 2015

Cet événement très court s'est déroulé entre 2200 UTC et 2300 UTC. La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure A.9a) révèle la présence d'un écoulement de l'air de l'ouest à tous les niveaux. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*. Par ailleurs, on remarque que l'intensité du vent est minimale près de la surface tandis que l'intensité maximale se retrouve approximativement entre 3500 et 4500 m d'altitude avec des valeurs jusqu'à 90 nœuds. Au-dessus de cette couche, l'intensité du vent est plus faible.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 11°C et 14°C tandis que l'humidité relative variait entre 30 % et 50 % (figure A.9b-c). Le type de précipitations observé à la surface était sous forme de pluie (figure A.9d). Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels, cependant les précipitations détectées par le disdromètre optique et observées manuellement étaient négligeables et ce pendant de très courtes averses ce qui ne permet pas d'obtenir des données significatives. Ainsi cet événement n'a pas été analysé dans la suite de cette étude.

xi. 22 mars 2015

Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement très court s'est déroulé entre 2200 UTC et 0000 UTC. La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure A.10a) révèle la présence d'un écoulement de l'air du sud-ouest à tous les niveaux. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*. Par ailleurs, on remarque que l'intensité du vent augmente linéairement avec l'altitude avec des valeurs jusqu'à 90 nœuds au plus haut niveau simulé (environ 5600 m d'altitude). A noter l'absence de données associées aux profils verticaux du vent et de la température entre 2300 UTC et 0000 UTC.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 8°C et plus de 15°C tandis que l'humidité relative variait entre moins de 30 % jusqu'à 75 % (figure A.10b-c). Le type de précipitations observé à la surface était sous forme de pluie (figure A.10d).

xii. 24-25 avril 2015

Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 1800 UTC et 0100 UTC (le 25 avril 2015). La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure A.11a) révèle la présence d'un écoulement de l'air du sud à sud-ouest à tous les niveaux d'altitude durant la grande majorité de l'événement. Cependant, on remarque la présence d'un écoulement de l'air du nord à 1900 UTC entre la surface et environ 2000 m d'altitude. Ceci est peut-être dû à un effet de la topographie dans cette région. A noter un changement de l'intensité du vent à 0000 UTC entre la surface et environ 3600 m, dû à la discontinuité associée à 2 simulations successives du modèle GEM-LAM. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*. Par ailleurs, on remarque que l'intensité du vent augmente linéairement avec l'altitude. A noter l'absence de données associées aux profils verticaux du vent et de la température entre 2300 UTC et 0000 UTC.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 4°C et 10°C tandis que l'humidité relative variait entre moins de 30 % jusqu'à 75 % (figure A.11b-c). Le type de précipitations observé à la surface était sous forme de pluie (figure A.11d).

xiii. 29 avril 2015

Pour cet événement, tous les instruments étaient opérationnels. Cet événement s'est déroulé entre 1200 UTC et 0000 UTC (le 30 avril 2015). La série temporelle du profil vertical du vent au-dessus de KES (figure A.12a) révèle la présence d'un écoulement de l'air du sud-ouest à ouest à tous les niveaux. Ainsi cet événement a été classé comme événement *descendant*. Par ailleurs, l'intensité du vent augmente linéairement avec l'altitude avec des valeurs proche atteignant 110 nœuds au-dessus de 4000 m d'altitude.

Les températures mesurées par la station météo étaient comprises entre 5°C et 15°C tandis que l'humidité relative oscillant entre moins de 30 % jusqu'à 85 % (figure A.12b-c). A noter les variations à haute fréquence des températures à la surface et de l'humidité relative. Les observations manuelles révèlent que le type des précipitations était sous forme de pluie seule entre 1200 UTC et 1600 UTC, puis alternant entre la pluie seule et les précipitations mixtes entre 1700 UTC et 1800 UTC, et enfin sous de neige à la fin de l'événement (figure A.12d). L'occurrence de précipitations mixtes à des températures aussi élevées à la surface ($>10^{\circ}\text{C}$) est associée avec la très faible valeur d'humidité relative, ainsi qu'un fort gradient vertical de température.

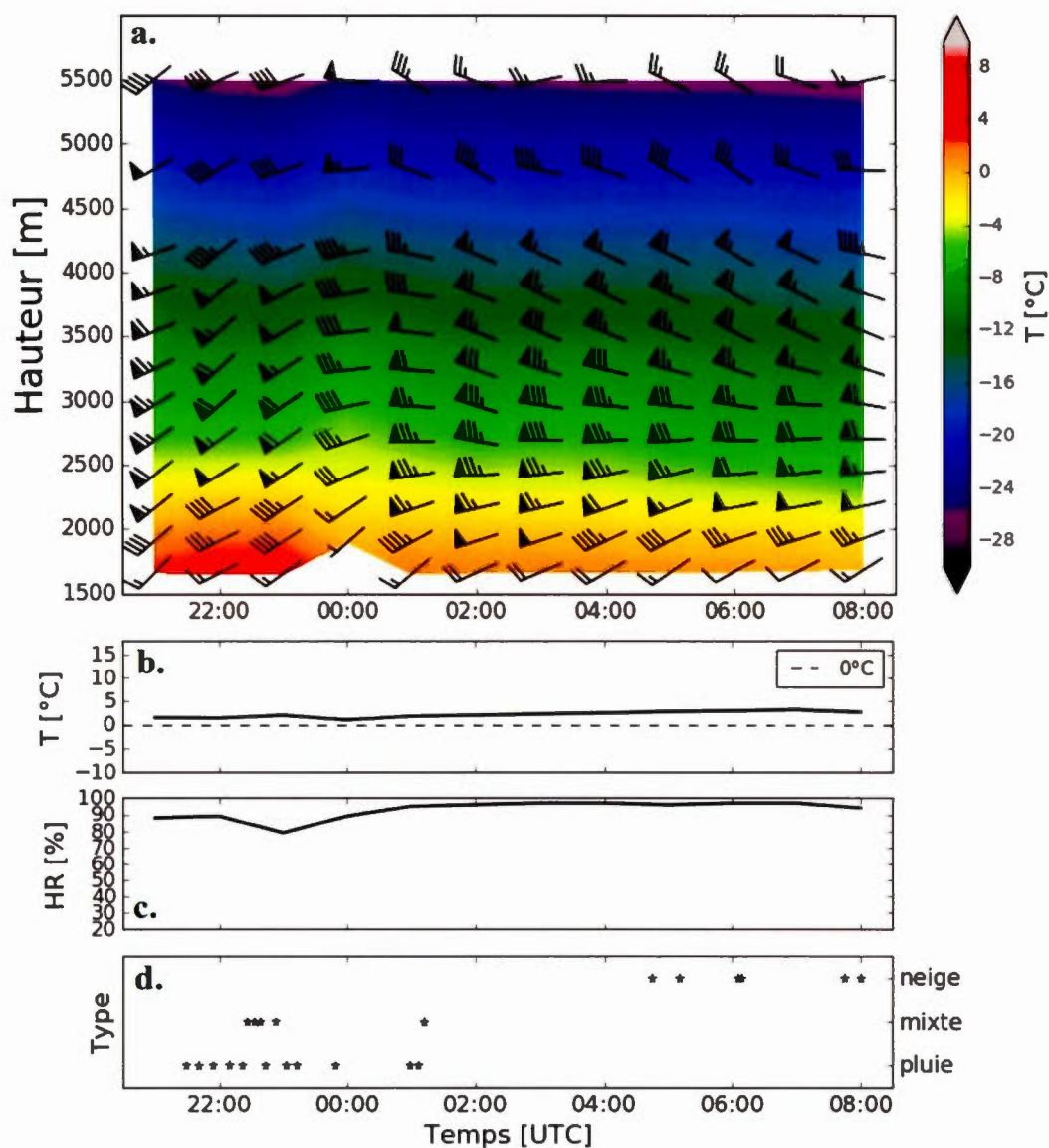


Figure A.1 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 21 mars 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

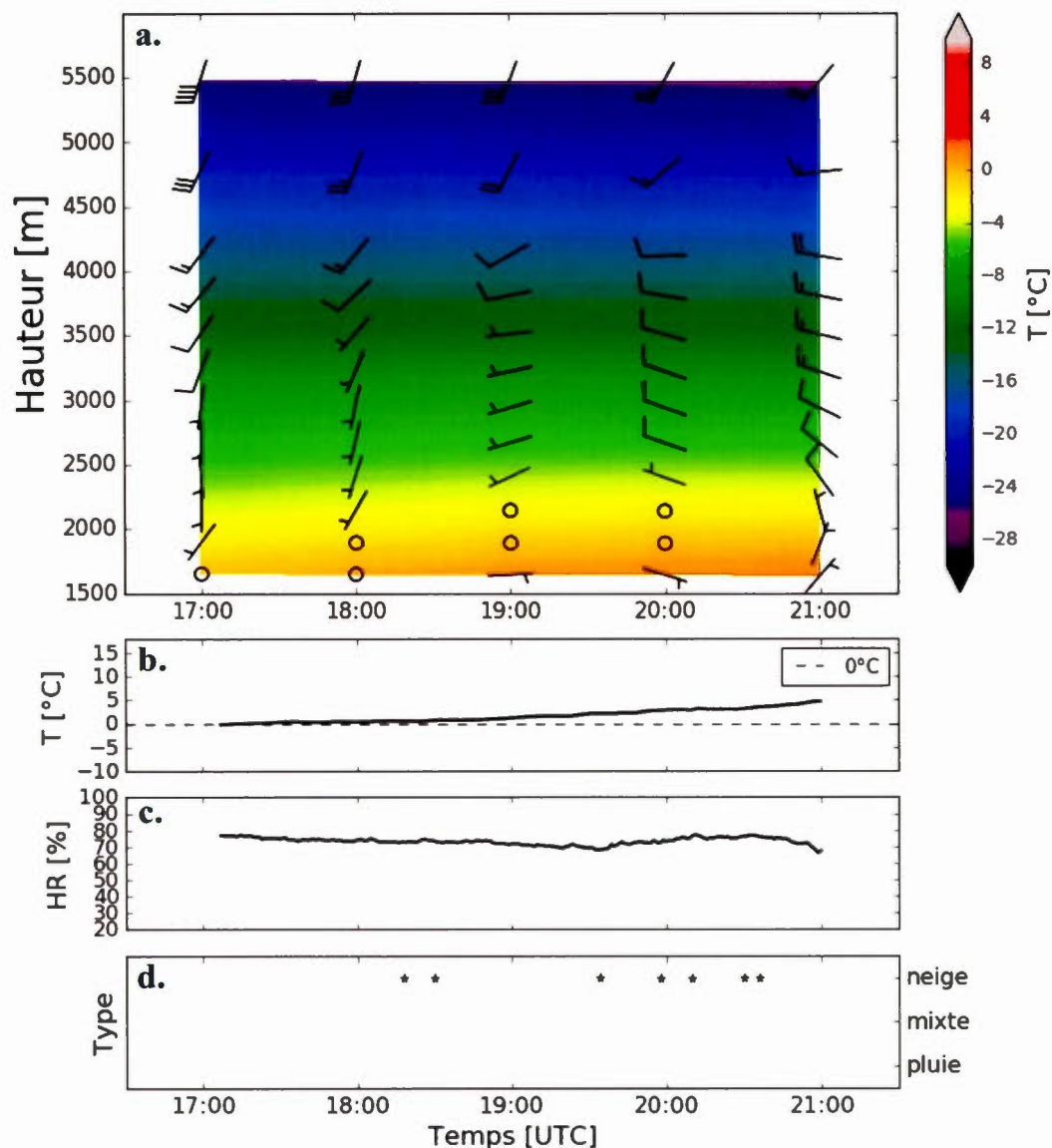


Figure A.2 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 23 mars 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

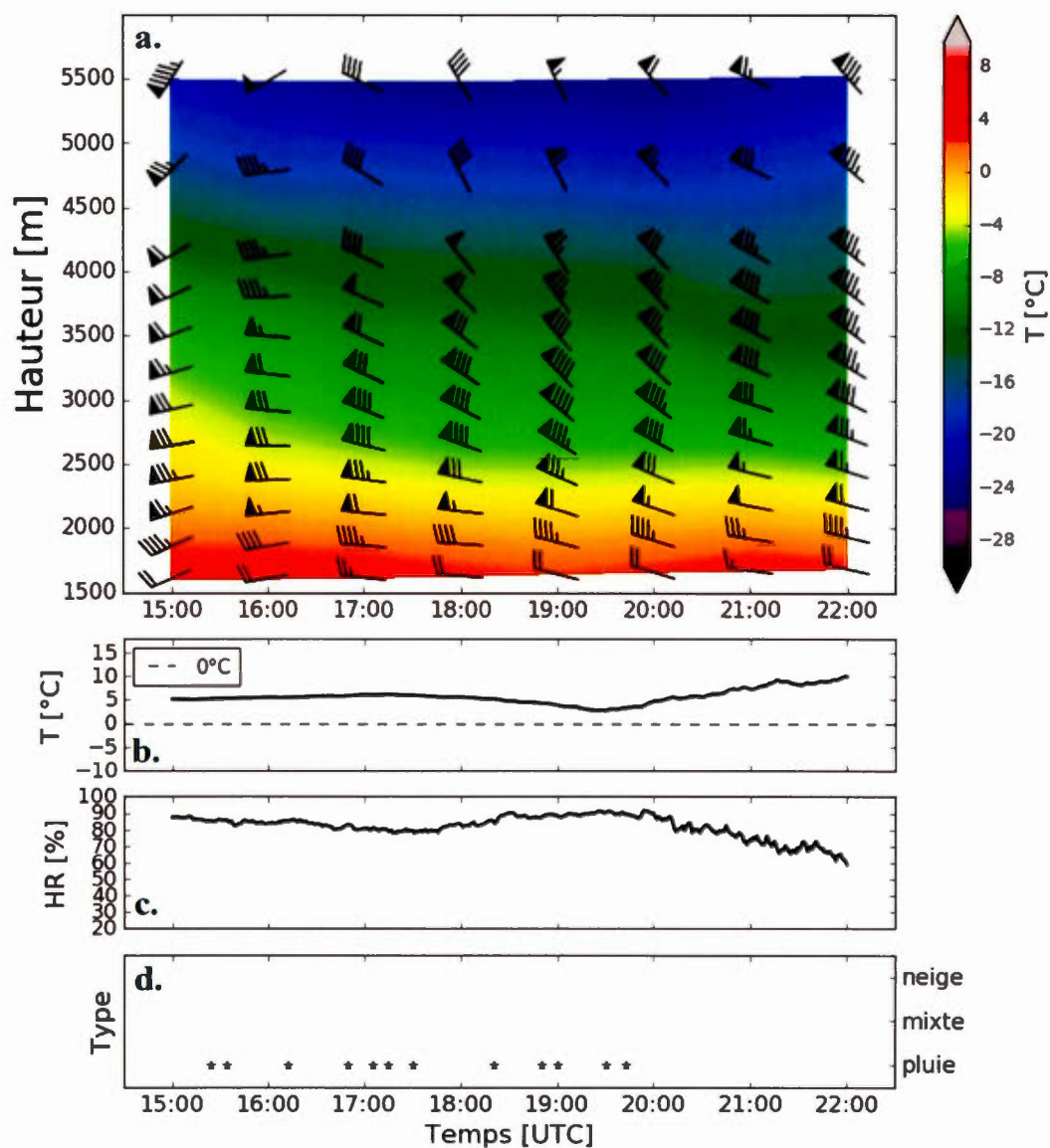


Figure A.3 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 28 mars 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

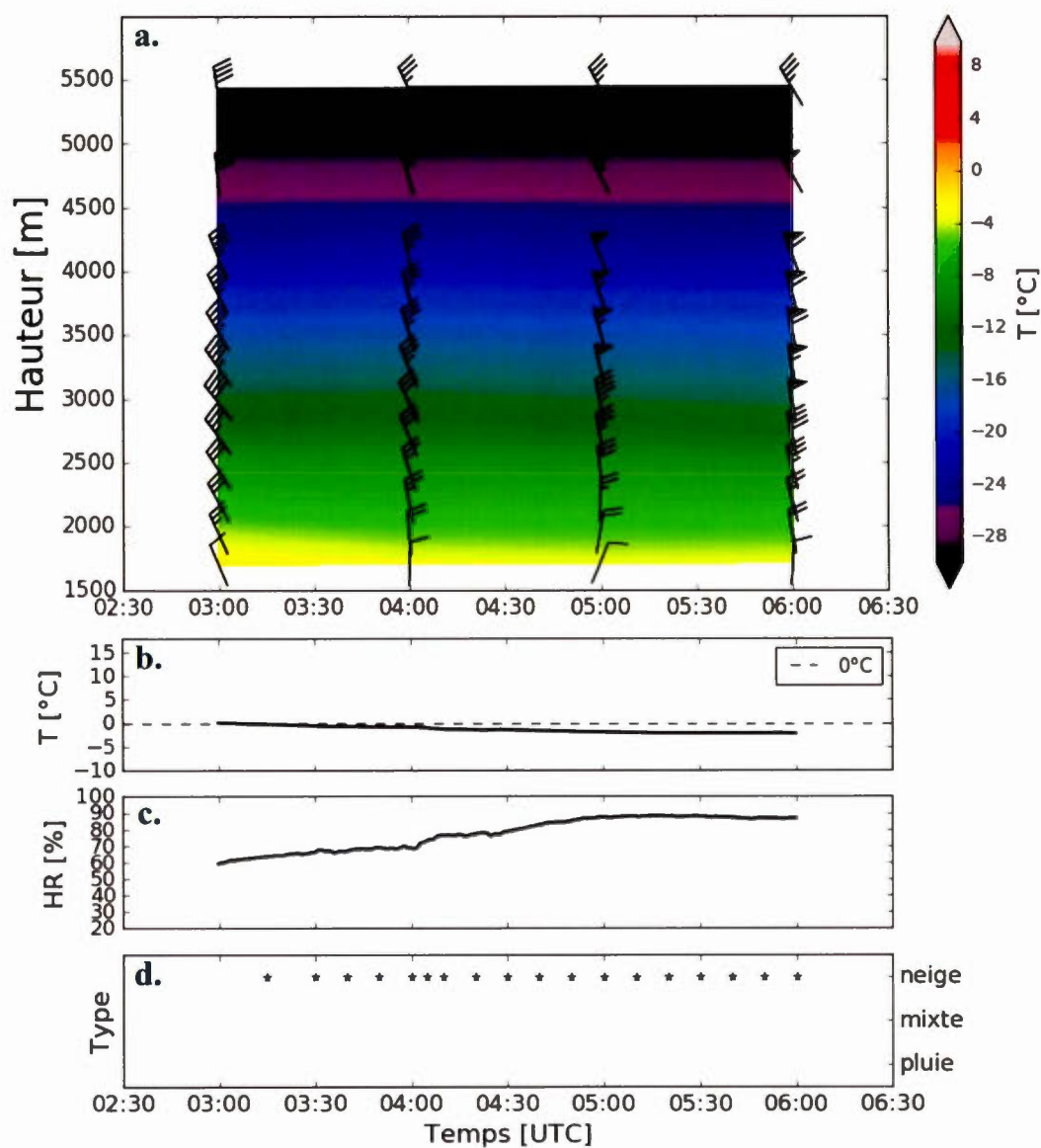


Figure A.4 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 2 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

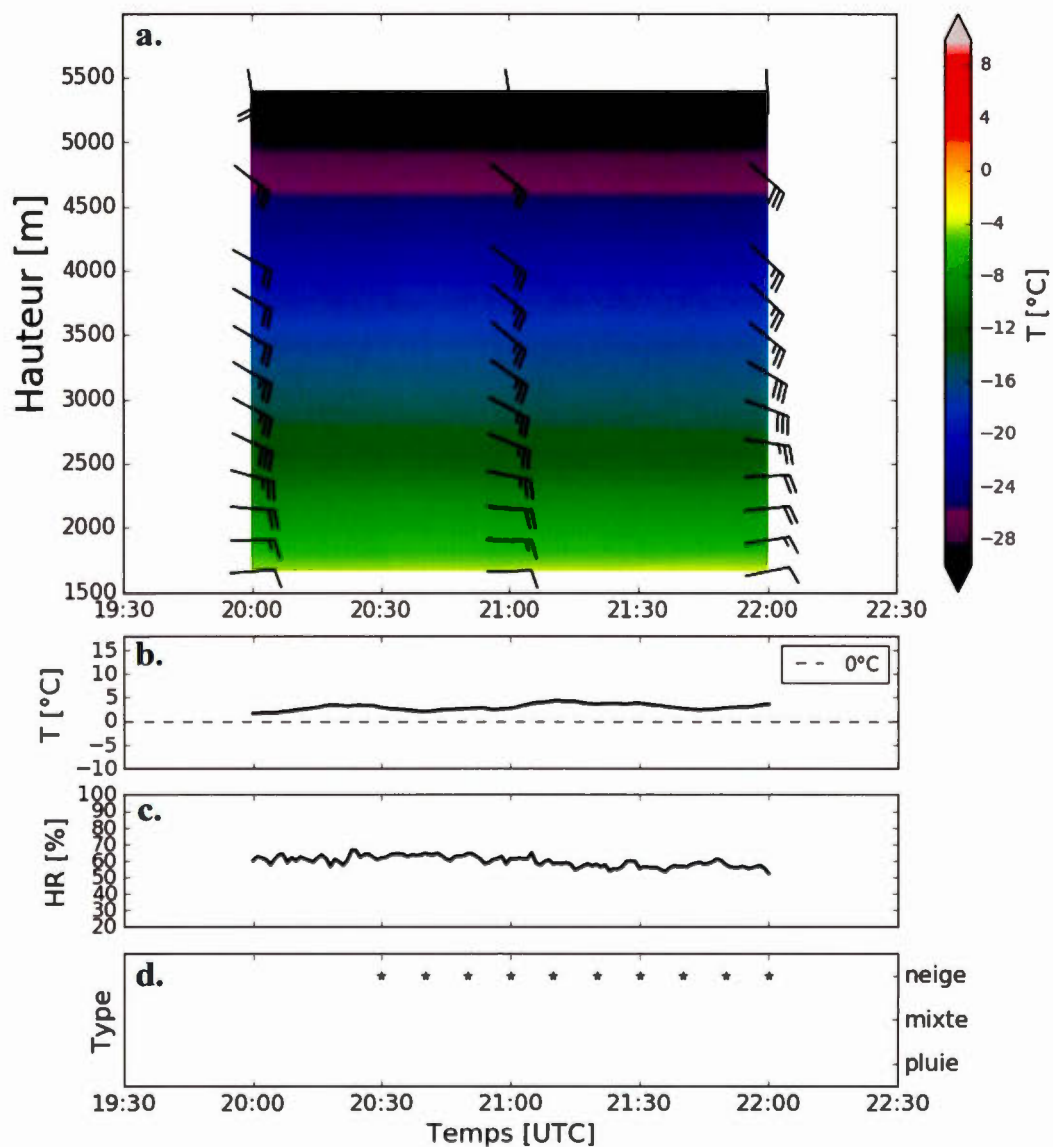


Figure A.5 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 5 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

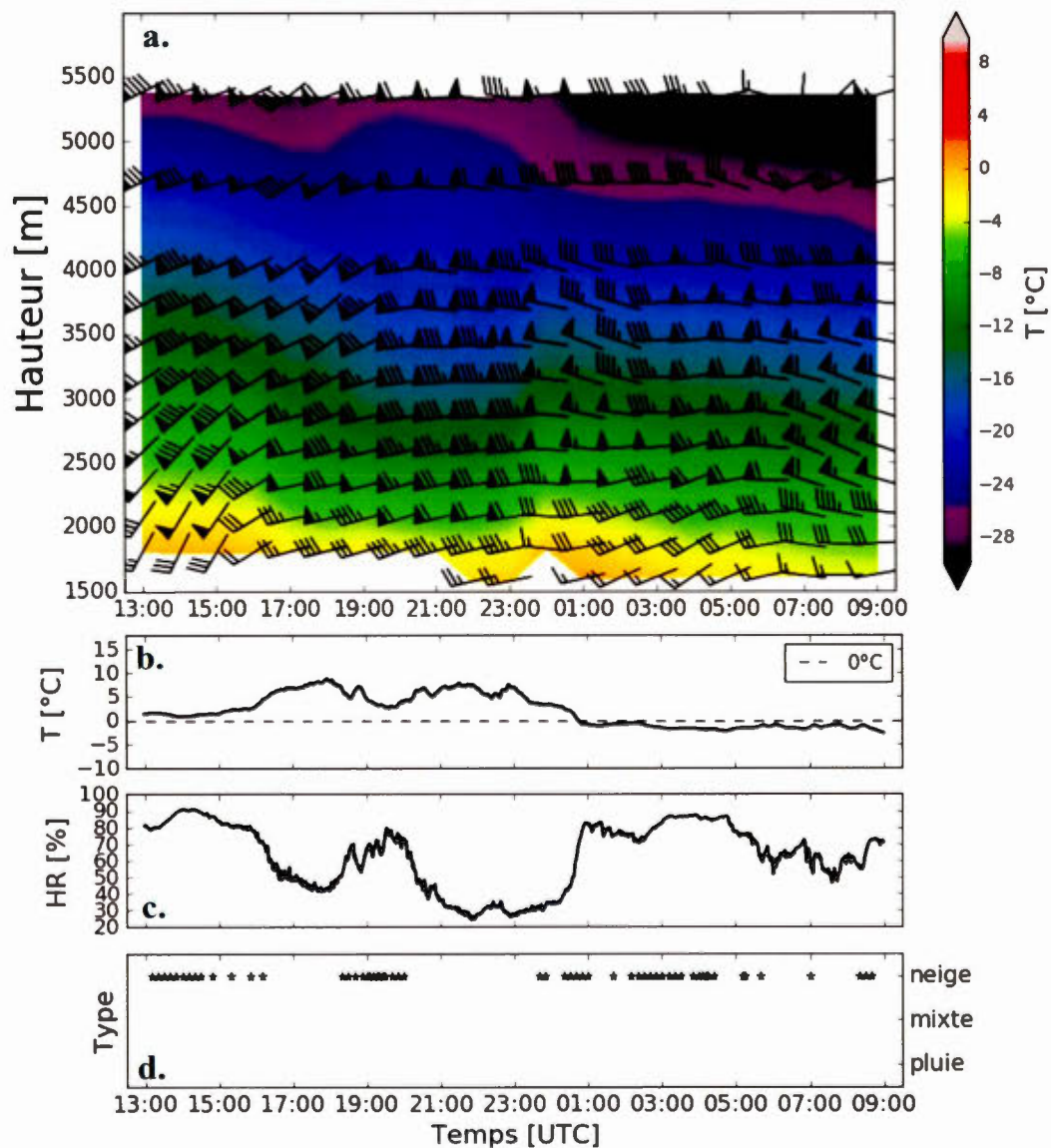


Figure A.6 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 11-12 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

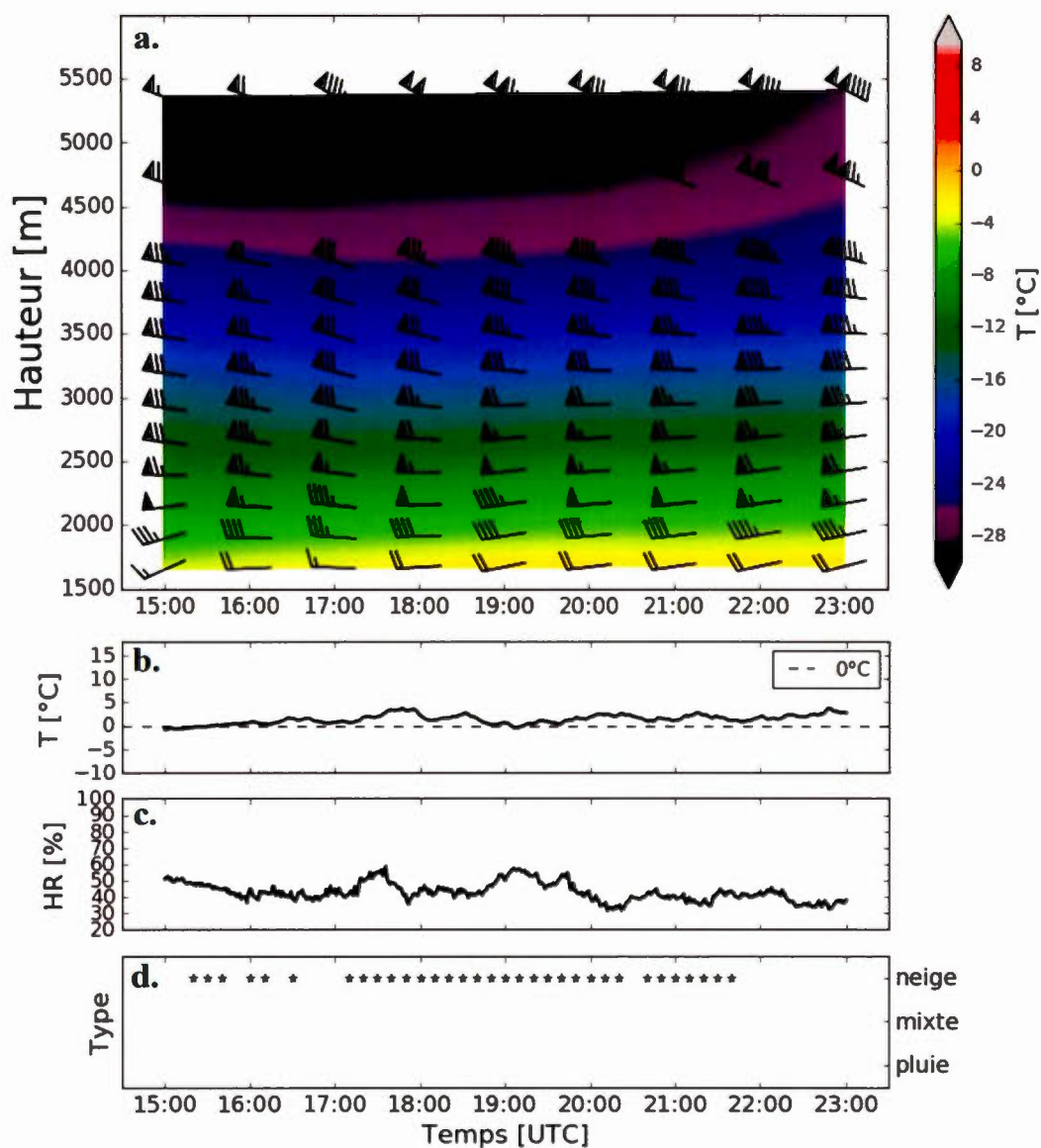


Figure A.7 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 12 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

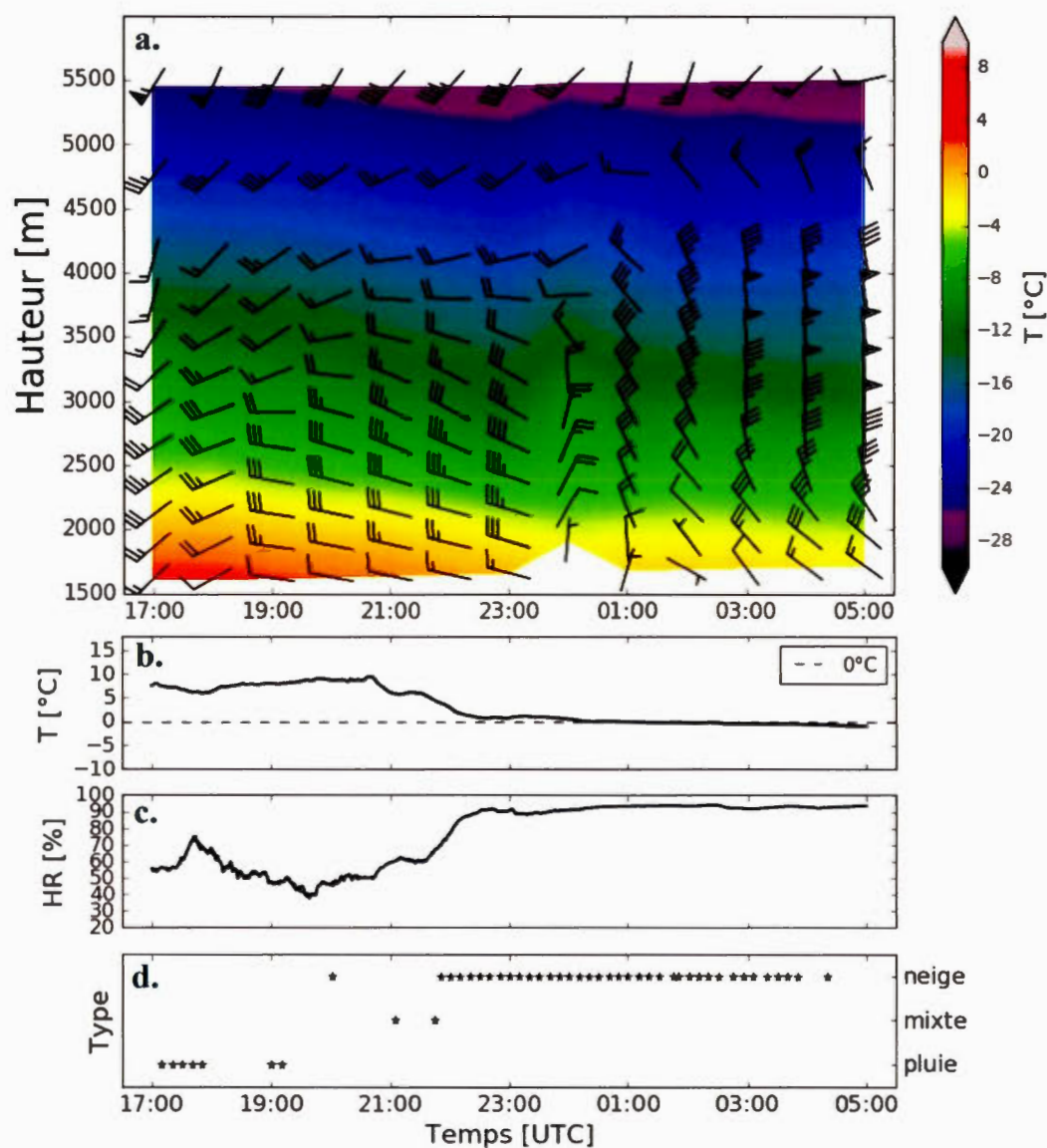


Figure A.8 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 14 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

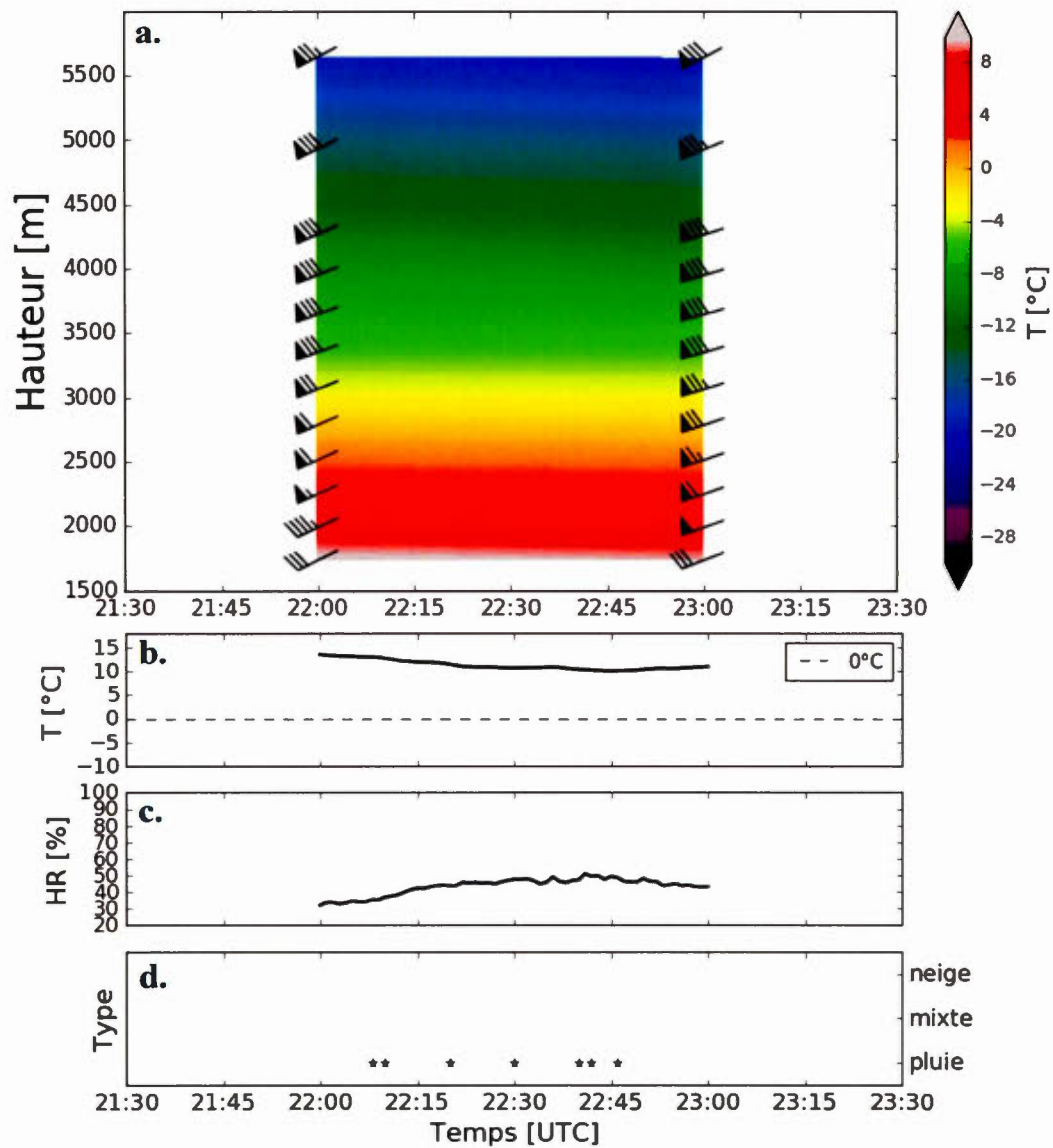


Figure A.9 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 17 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

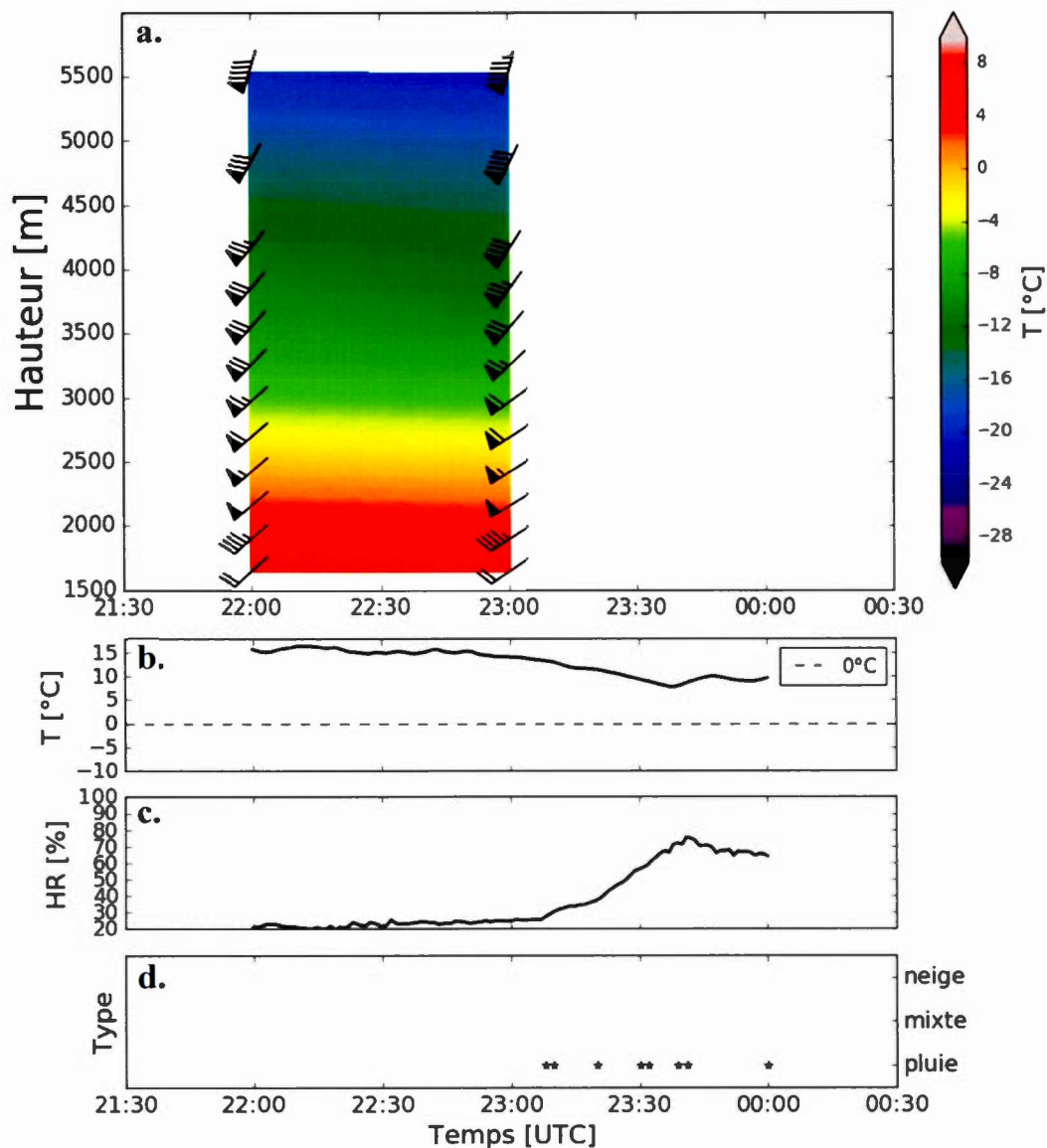


Figure A.10 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 22 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

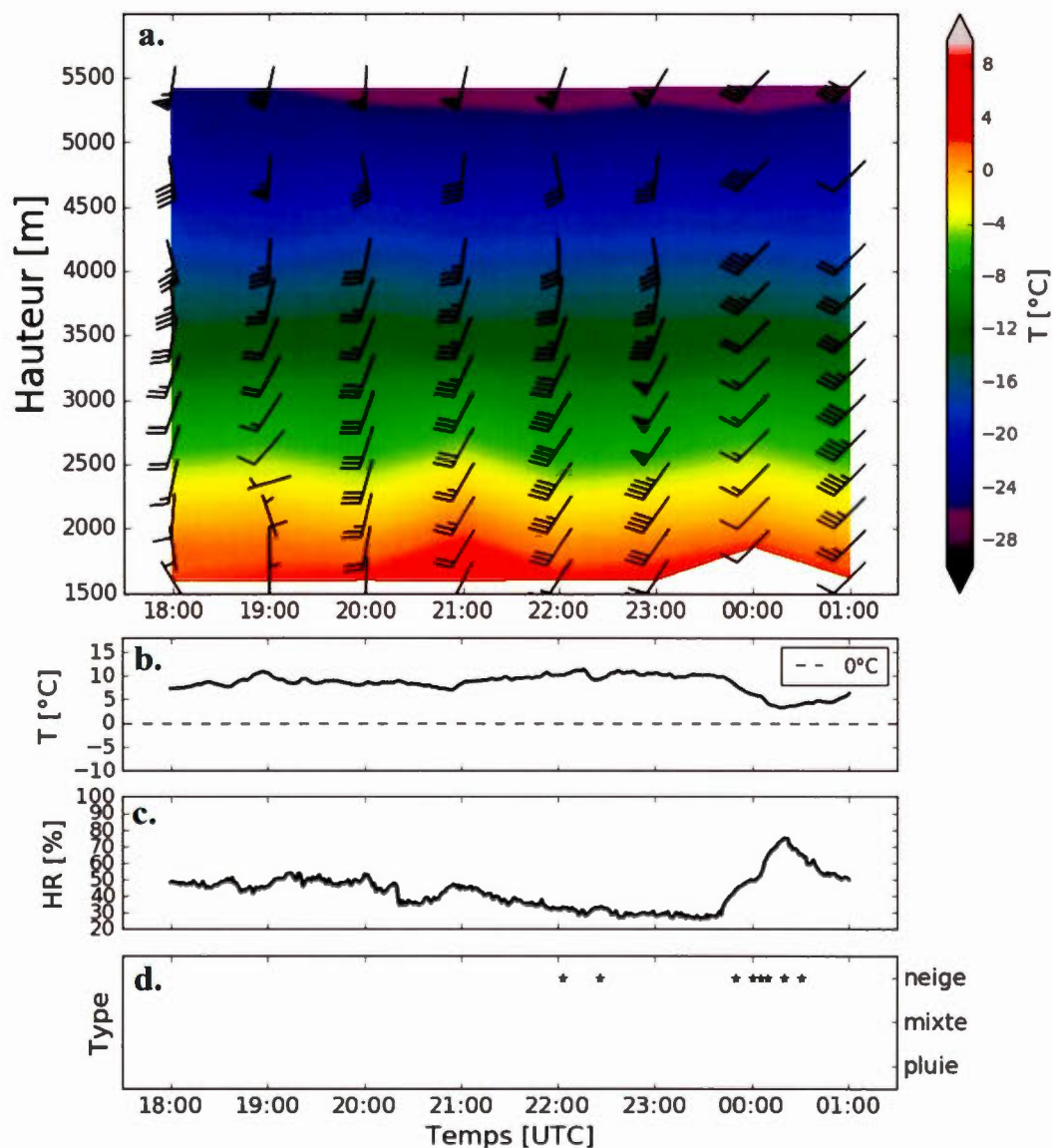


Figure A.11 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 24 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

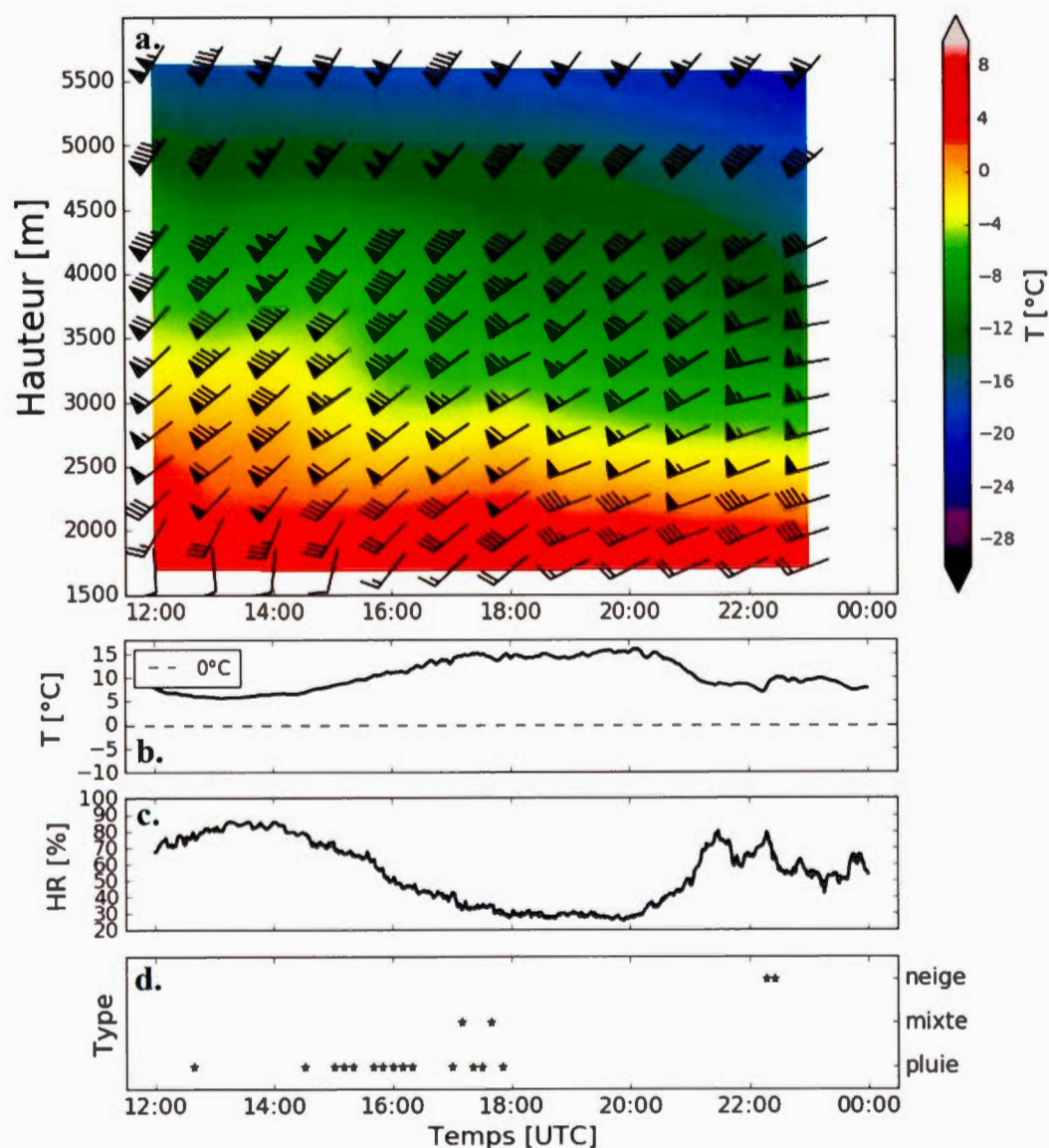


Figure A.12 Séries temporelles (a) des profils verticaux du vent et de température simulés par le modèle GEM-LAM, (b) de la température de l'air mesurée à la surface, (c) de l'humidité relative et (d) des types de précipitations observés à la surface à KES lors de l'événement du 29 avril 2015. L'axe y sur la figure a. correspond à la hauteur (en m) au-dessus du niveau de la mer.

ANNEXE B

Systèmes météorologiques synoptiques à 500 hPa

Cette annexe présente les différents systèmes météorologiques à 500 hPa associés aux événements *descendants* et *ascendants* discutés dans les sections 3.1 et 5.1. Les réanalyses provenant du NWS/NCAR sont utilisées.

Les résultats présentés dans la section 3.1 ont montré que les événements *descendants* sont associés avec des vents allant du sud-ouest au nord-ouest à toutes les altitudes avec des intensités dépassant les 100 nœuds dans les plus hauts niveaux simulés. D'un autre côté les résultats ont montré que les événements *descendants* sont associés avec des vents allant du nord au sud-est dans les bas niveaux, mais avec des vents pouvant venir de l'ouest (23 mars, 4-5 avril, 25-26 avril) tout comme de l'est (5 avril) en altitude. Pour comprendre ces différences dans la direction du vent au-dessus de KES, l'analyse des cartes des hauteurs du géopotential à 500 hPa permet de mettre en évidence l'emplacement des creux et des crêtes météorologiques en altitude.

La figure B.1 présente la carte de réanalyses des hauteurs du géopotential à 500 hPa associée à l'événement *descendant* du 31 mars 2015, au début de l'évènement à 1500 UTC. On observe la présence d'un creux, localisé sur l'ouest du continent, et d'une crête à l'est sur les prairies canadiennes. Ainsi la vallée de Kananaskis se situe entre ces 2 systèmes, lesquels engendrent des vents du sud-ouest en altitude au-dessus de KES. De plus le fort gradient horizontal de hauteur du géopotential explique les vents forts simulés par le modèle GEM-LAM pour cet événement (figure 3.1).

La figure B.2 présente la carte de réanalyses des hauteurs du géopotential à 500 hPa associée à l'événement *ascendant* du 25-26 avril 2015, vers le milieu de l'événement à 0000 UTC. On observe la présence d'un creux, localisé juste l'ouest de la vallée de Kananaskis, induisant un faible vent de sud-ouest en altitude. De plus le faible gradient horizontal de hauteur du géopotential (car proche du centre du creux) explique les vents relativement faibles simulés par le modèle GEM-LAM pour cet événement (figure 3.4). A noter que l'événement *ascendant* du 4-5 avril 2015 étaient associé à une configuration synoptique similaire.

La figure B.3 présente la carte de réanalyses des hauteurs du géopotential à 500 hPa associée à l'événement *ascendant* du 5 avril 2015, 2h avant le début de l'événement à 1800 UTC. On observe la présence d'un creux, localisé sur l'ouest du continent, et une crête sur les plaines américaines. On remarque que la crête se prolonge en direction du nord-ouest vers les Rocheuses Canadiennes, englobant la vallée de Kananaskis. Cette configuration particulière peut expliquer la présence des vents d'est simulés par le modèle GEM-LAM entre la surface et le niveau de 500 hPa. De plus le faible gradient horizontal de hauteur du géopotential explique les faibles simulés par le modèle GEM-LAM pour cet événement (figure A.4).

Finalement la figure B.4 présente les cartes de réanalyses des hauteurs du géopotential à 500 hPa associée à l'événement *descendant* du 18 avril 2015, montrant l'évolution des systèmes météo au cours de l'événement. Contrairement aux autres cas présentés juste avant, on observe cette fois à 0600 UTC la présence d'une crête sur l'ouest du continent et d'un creux sur les plaines canadiennes (figure B.4a). Ainsi la vallée de Kananaskis se situe entre ces 2 systèmes, lesquels engendrent des vents de l'ouest-nord-ouest au-dessus de KES. Or, on remarque que la crête se déplace vers l'est au cours de l'événement, induisant un changement dans la direction du vent au-dessus de KES, avec des vents s'orienter au nord-ouest (figure B4.b et c). De plus le fort gradient horizontal des hauteurs du géopotential explique les vents forts simulés par le modèle GEM-LAM pour cet événement (figure 4.2).

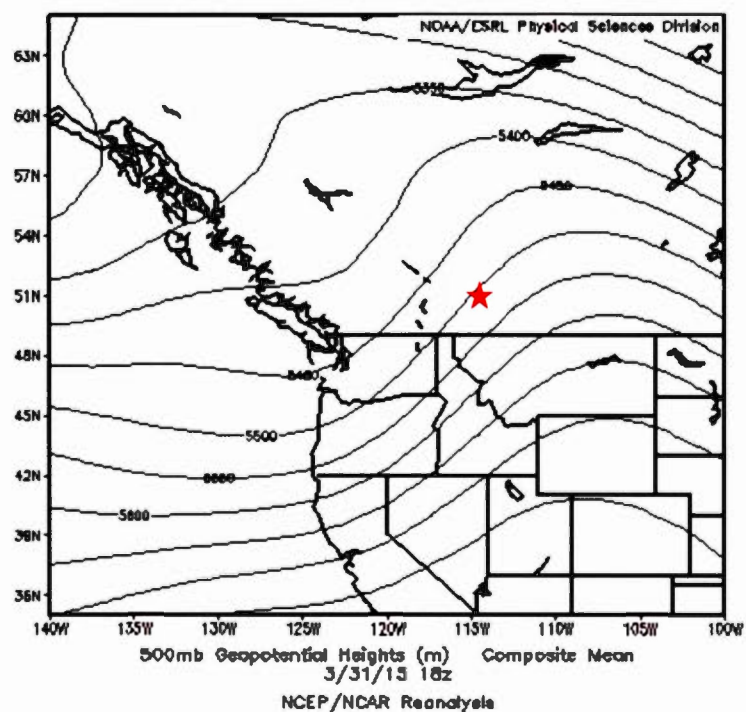


Figure B.1 Carte de réanalyses des hauteurs (m) du géopotiel à 500 hPa le 31 mars 2015 à 1800 UTC sur l'ouest du continent nord-américain. L'étoile rouge correspond approximativement à la localisation de la vallée de Kananaskis (Alberta).

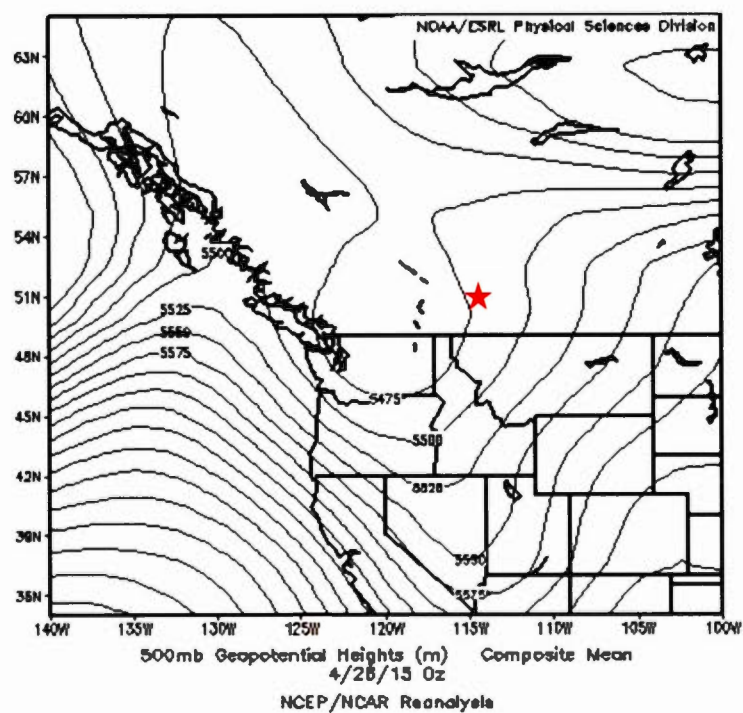


Figure B.2 Carte de réanalyse des hauteurs (m) du géopotiel à 500 hPa le 26 avril 2015 à 0000 UTC sur l'ouest du continent nord-américain. L'étoile rouge correspond approximativement à la localisation de la vallée de Kananaskis (Alberta).

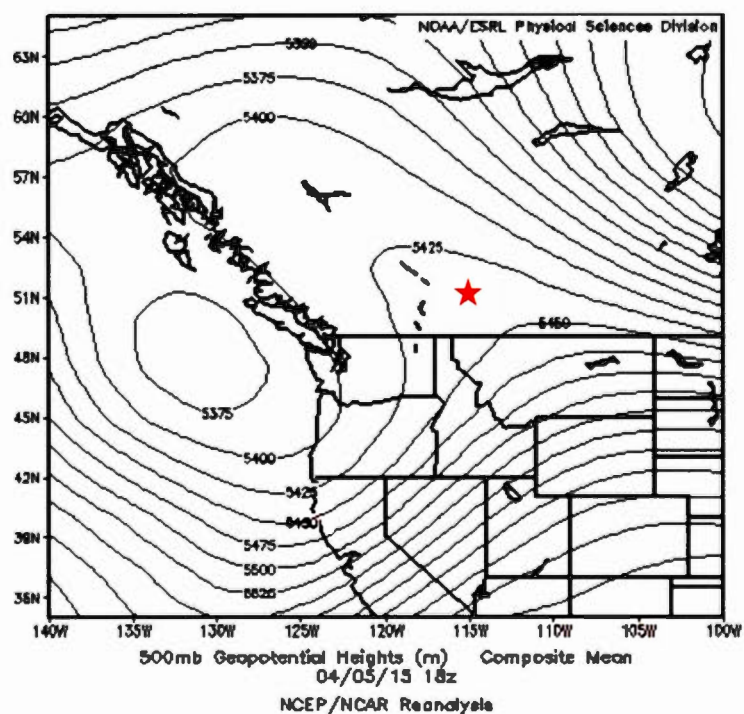


Figure B.3 Carte de réanalyse des hauteurs (m) du géopotiel à 500 hPa le 26 avril 2015 à 0000 UTC sur l'ouest du continent nord-américain. L'étoile rouge correspond approximativement à la localisation de la vallée de Kananaskis (Alberta).

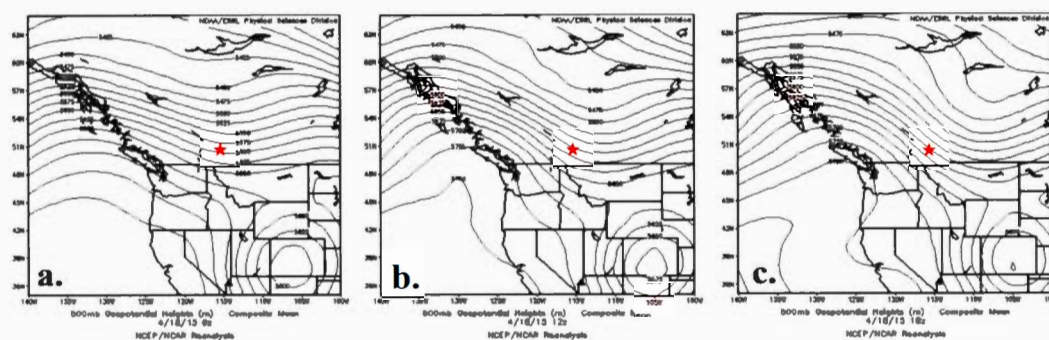


Figure B.4 Cartes de réanalyse des hauteurs (m) du géopotiel à 500 hPa le 18 avril 2015 à (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC et (c) 1800 UTC sur l'ouest du continent nord-américain. L'étoile rouge correspond approximativement à la localisation de la vallée de Kananaskis (Alberta).

ANNEXE C

Comparaison entre T et HR mesurées par 2 stations météorologiques voisines au site KES

Cette annexe présente l'analyse de T et HR mesurées par 2 stations météo se trouvant au site KES, dont la station météo utilisée pour la campagne de terrain, ainsi que la station météo permanente du site KES. On remarque que l'évolution temporelle de T et HR est similaire pour les 2 stations, cependant on observe des différences dans les valeurs, en particulier concernant l'humidité relative.

En effet, les figures C.1 à C.13 montrent que la différence de T mesurée par les 2 stations est le plus souvent inférieure à 1°C , bien que pour certains événements, comme celui du 5 avril 2015, cette différence peut atteindre localement plus de 2°C ce qui n'est pas négligeable (figure C.5a). En particulier, on remarque que T mesurée par la station météo utilisée pour la campagne de mesure est plus élevée que celle mesurée par la station météo permanente à KES.

D'un autre côté, les figures C.1 à C.13 montrent que la différence de HR mesurée par les 2 stations est bien plus significative, avec une différence d'environ 10% pour tous les événements analysés. Cette différence peut localement atteindre plus de 20% pour certains événements, comme celui du 5 avril 2015 (figure C.5b). En particulier, on remarque que HR mesurée par la station météo utilisée pour la campagne de mesure est plus basse que celle mesurée par la station météo permanente à KES.

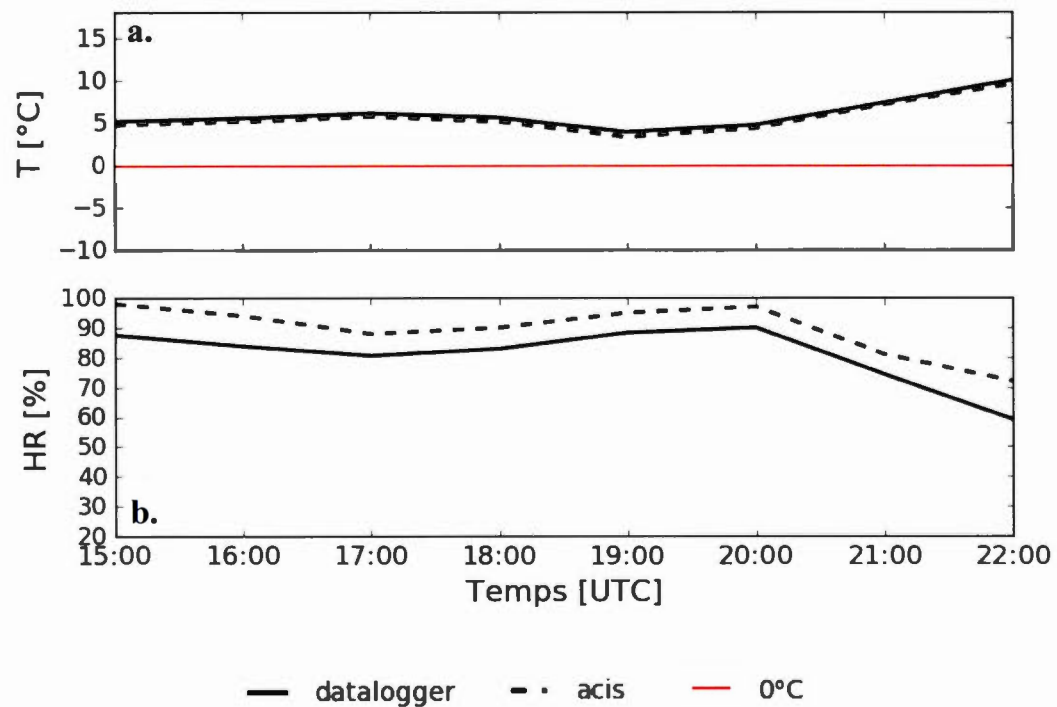


Figure C.1 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 28 mars 2015.

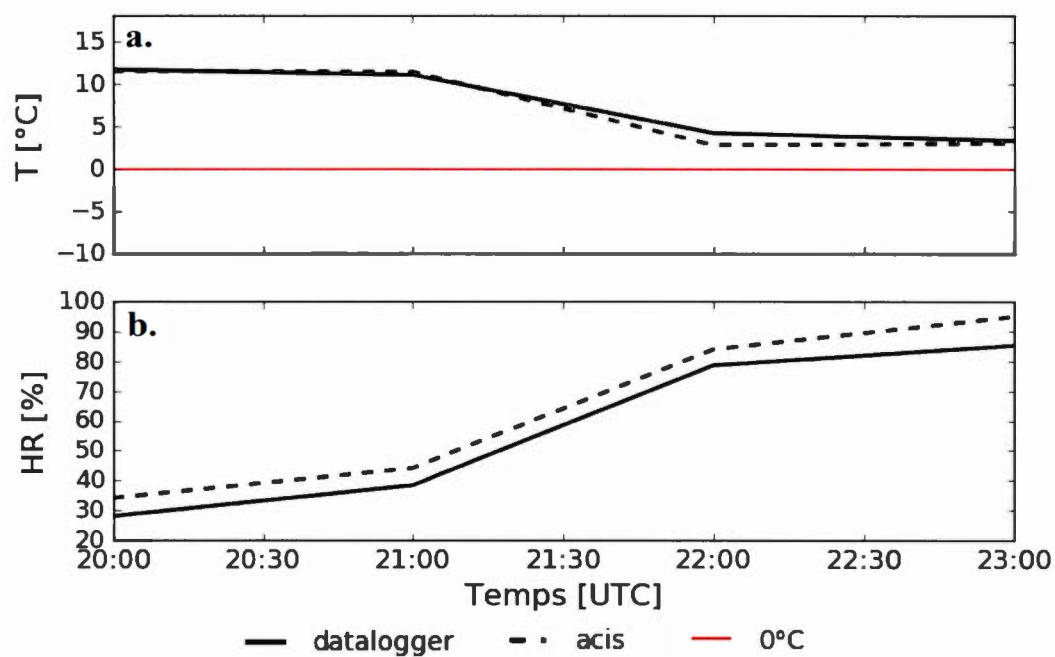


Figure C.2 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 31 mars 2015.

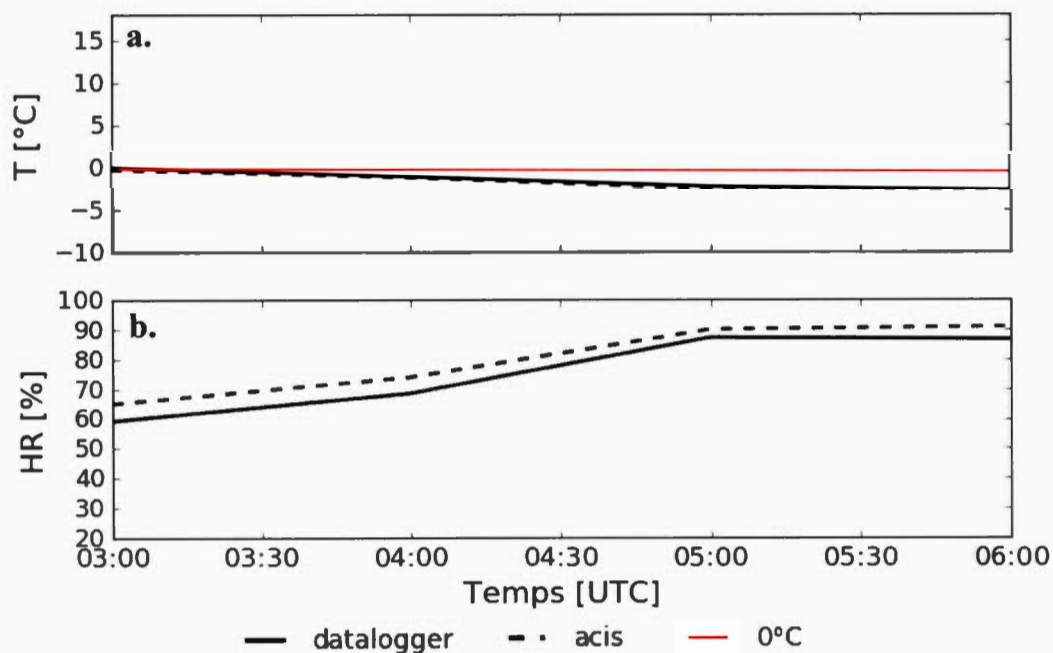


Figure C.3 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *ascendant* du 2 avril 2015.

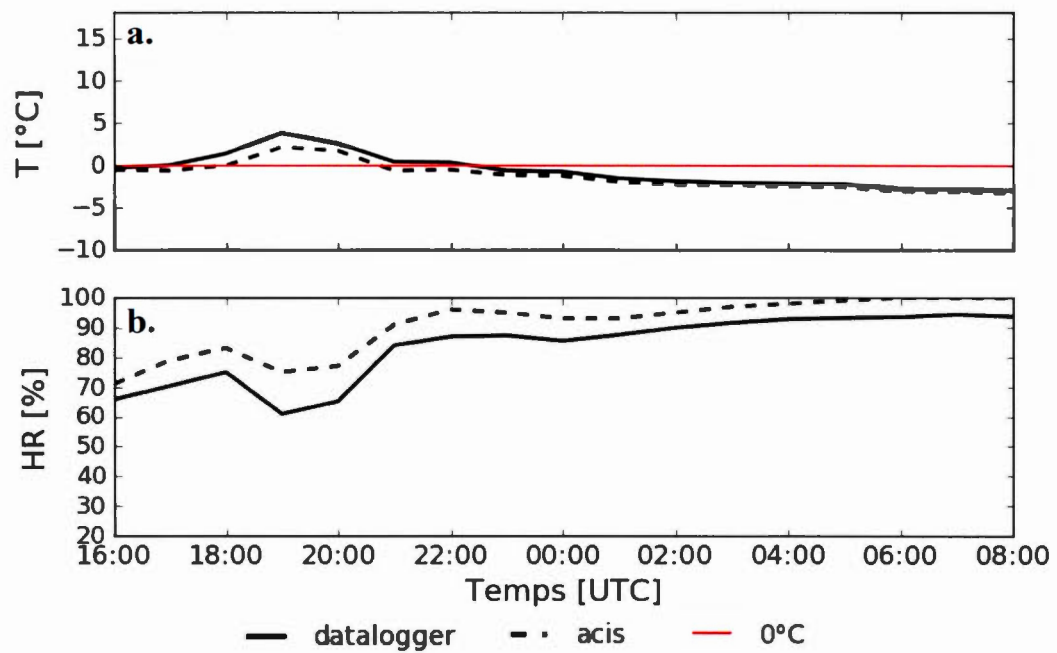


Figure C.4 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *ascendant* du 4-5 avril 2015.

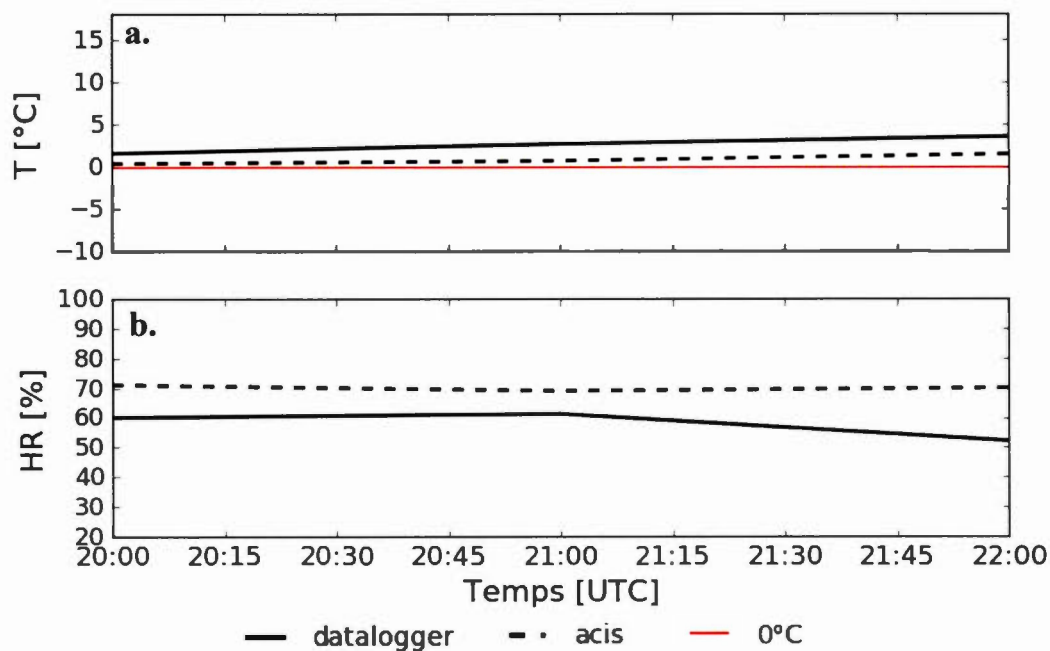


Figure C.5 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *ascendant* du 5 avril 2015.

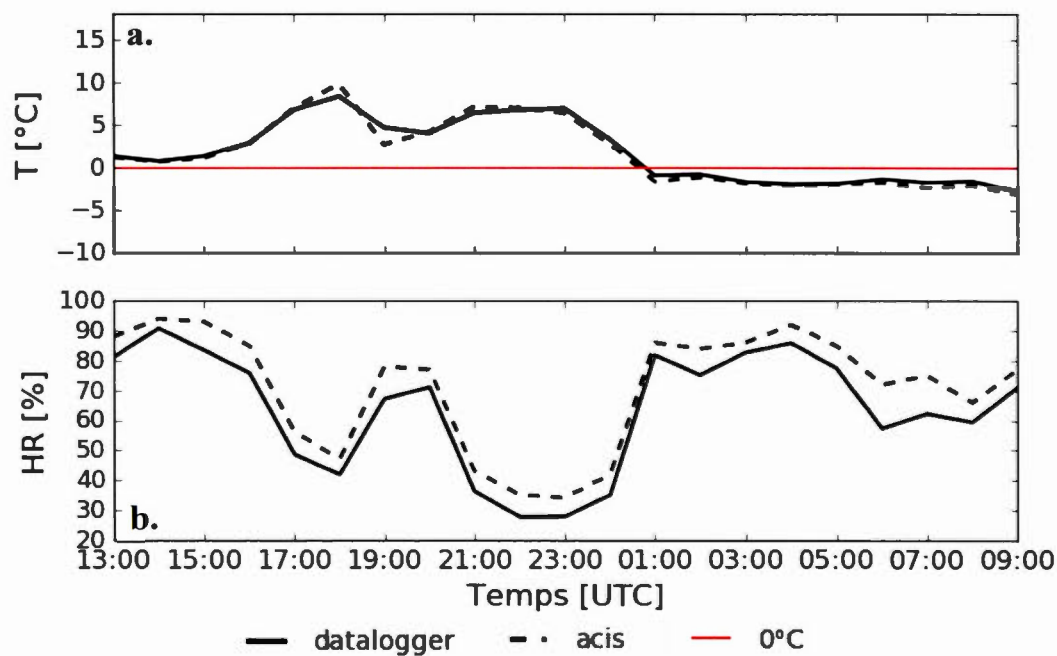


Figure C.6 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 11-12 avril 2015.

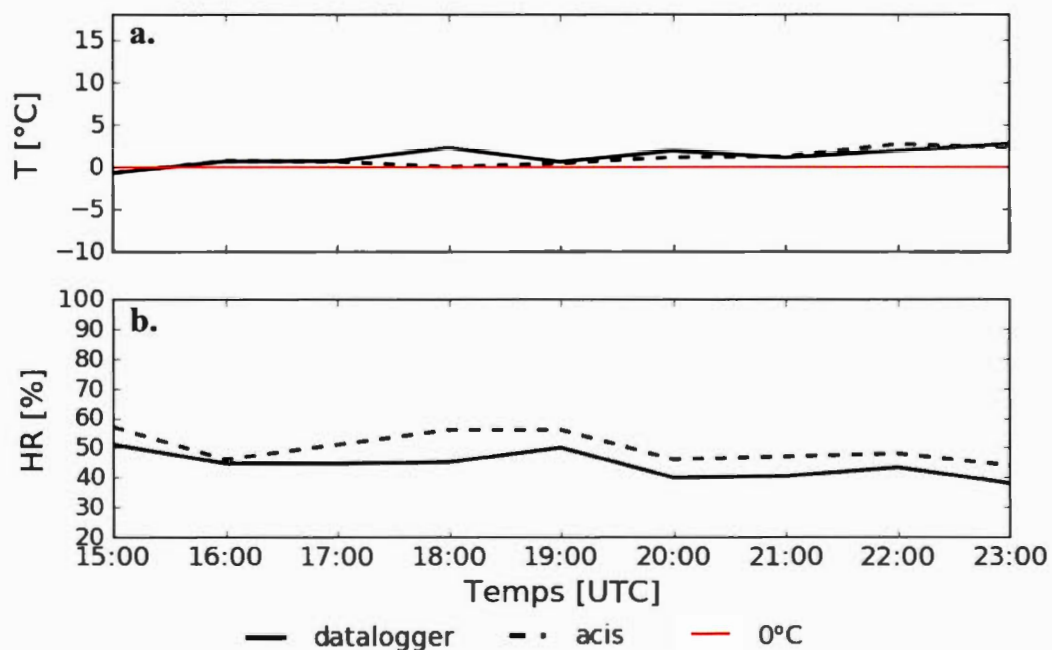


Figure C.7 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 12 avril 2015.

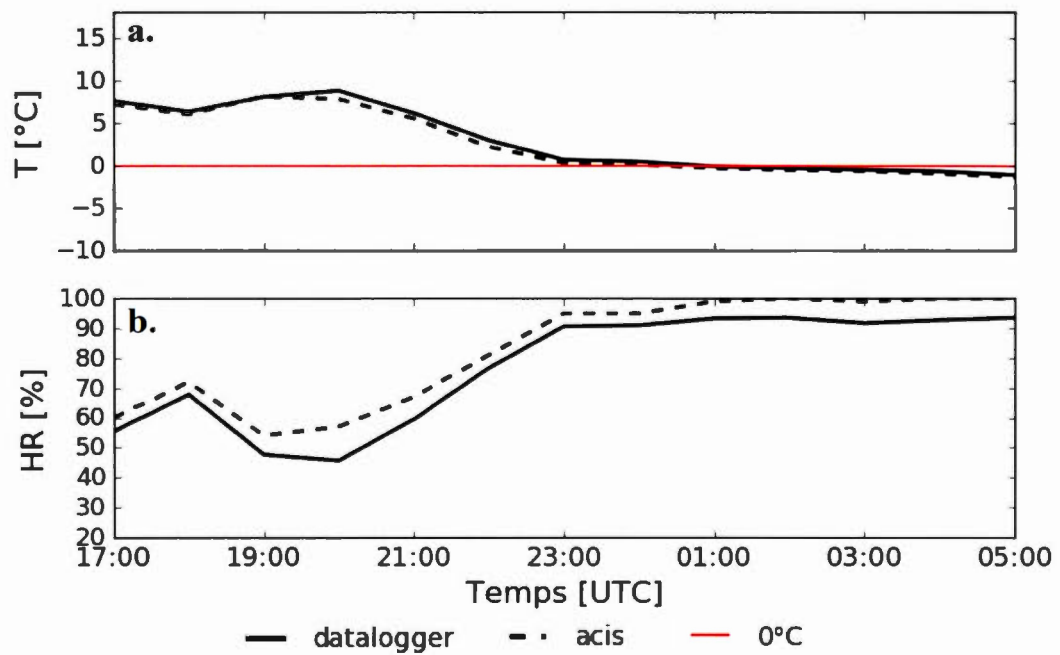


Figure C.8 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 14-15 avril 2015.

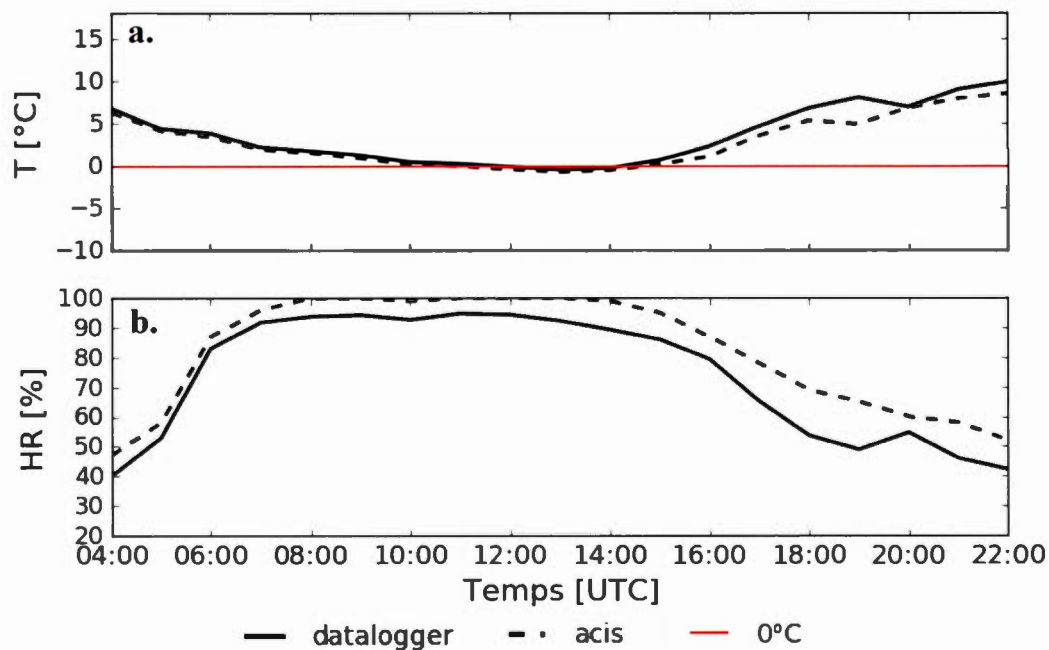


Figure C.9 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 18 avril 2015.

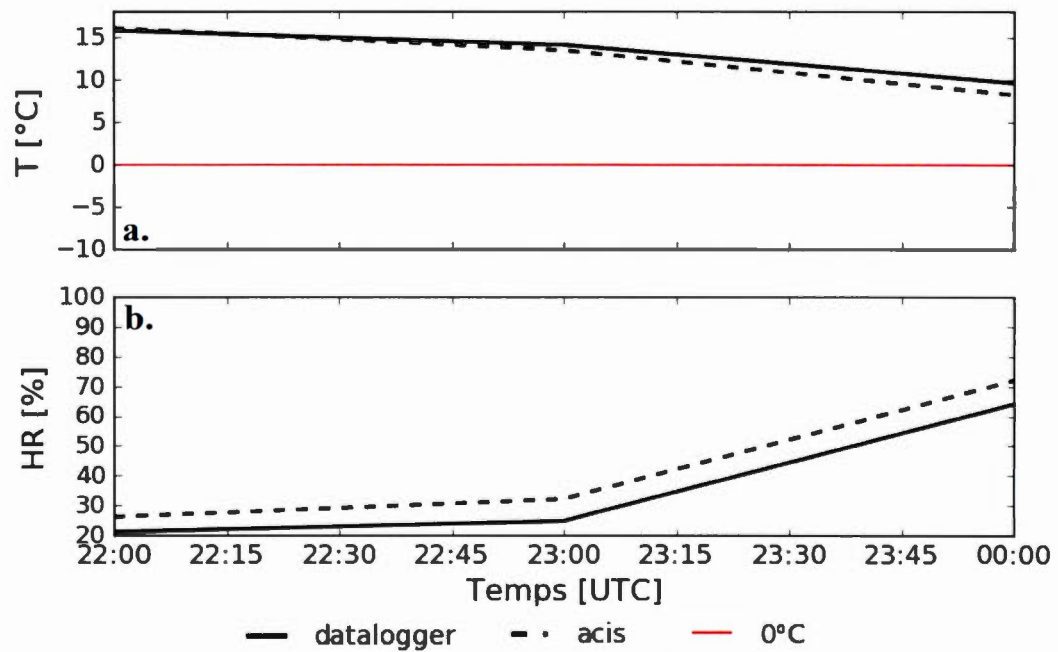


Figure C.10 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 22 avril 2015.

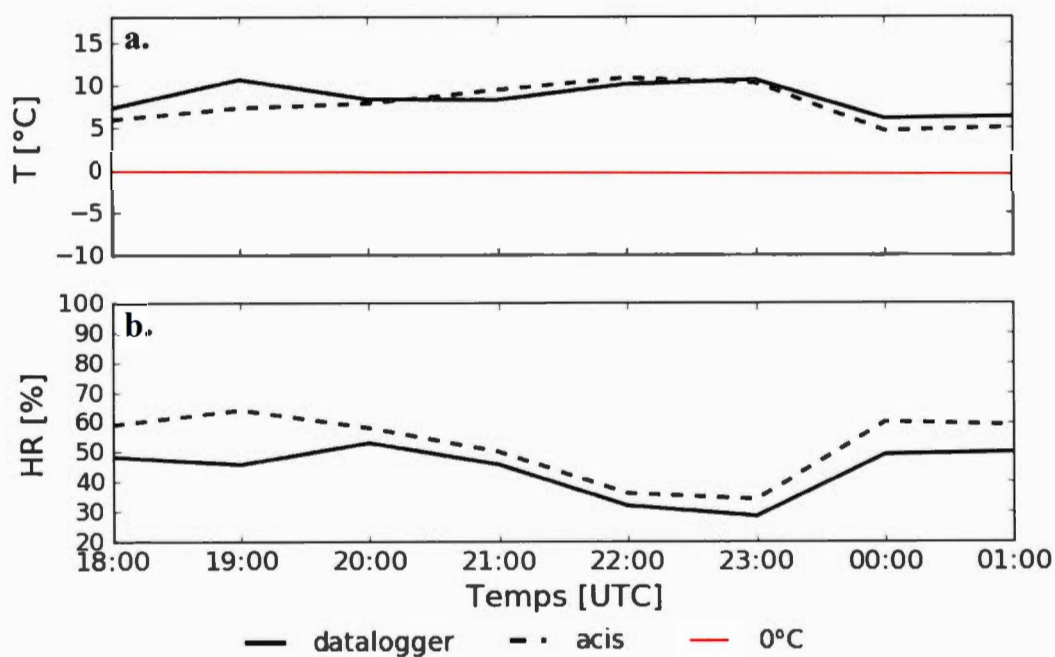


Figure C.11 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 24-25 avril 2015.

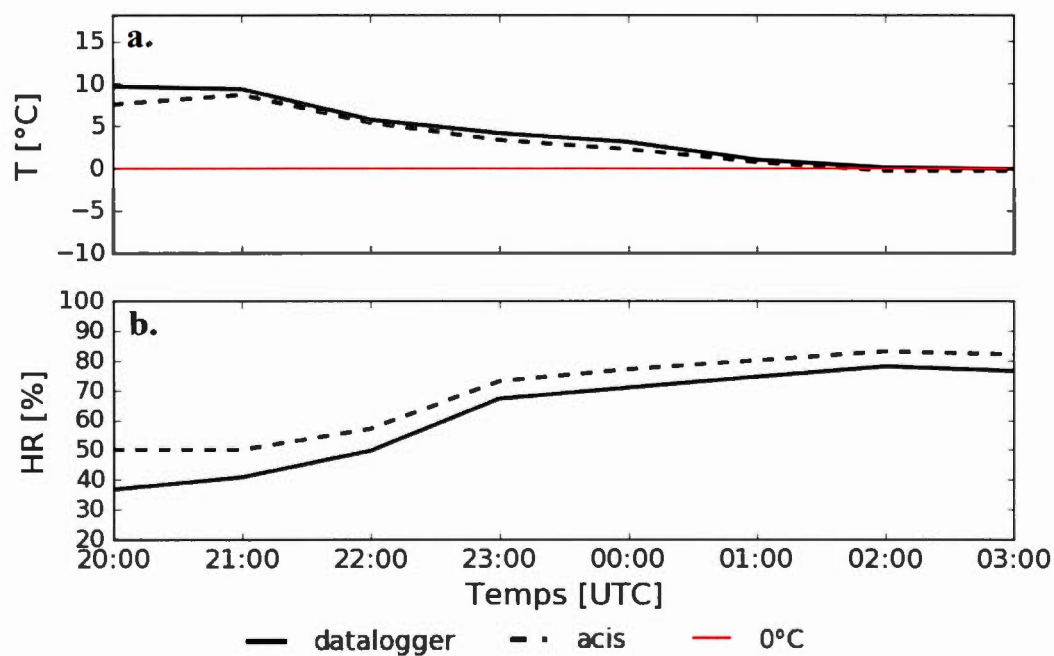


Figure C.12 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *ascendant* du 25-26 avril 2015.

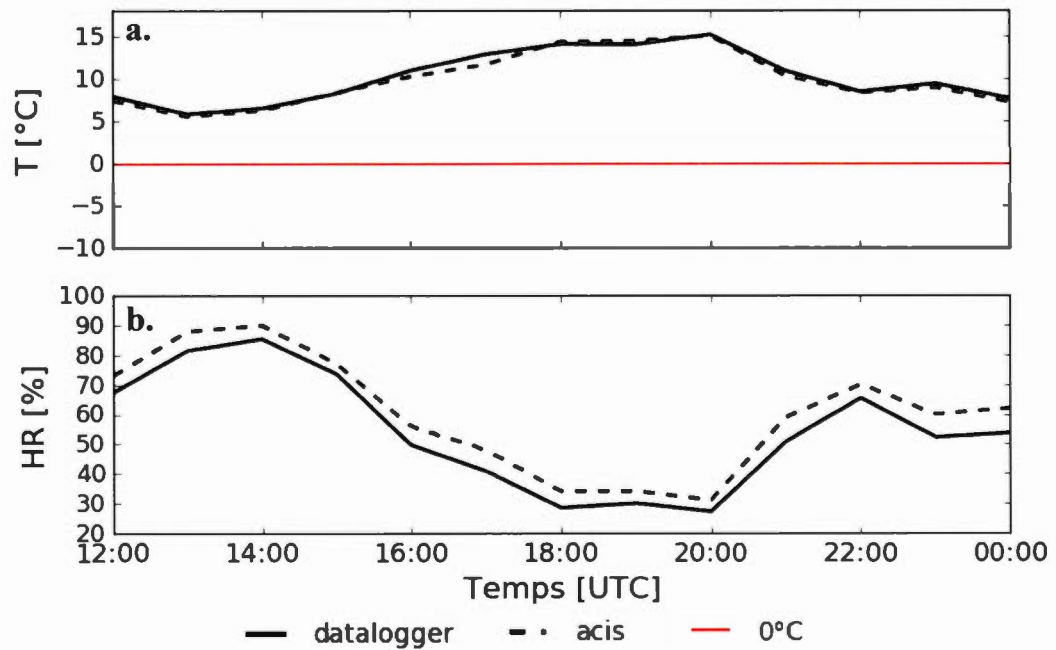


Figure C.13 Comparaison entre (a) la température, T , et (b) l'humidité relative, HR , mesurées par la station météo utilisée pour la campagne de mesure (ligne pleine) et les données de la station météo permanente à KES (ligne tiretée), au cours de l'événement *descendant* du 29 avril 2015.

RÉFÉRENCES

- Auer Jr, A. H. (1974). The rain versus snow threshold temperatures. *Weatherwise*, 27(2), 67-67.
- Atlas, D., et C. W. Ulbrich (1977). Path-and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *Journal of Applied Meteorology*, 16, 1322-1331.
- Battan, L. J. (1973). Radar Observations of the Atmosphere. *University of Chicago Press*, 324 pp.
- Bergeron, T. (1950). Über der mechanisms ausgiebigen Niederschläge. *Ber. Deut. Wetterd.*, 12, 225-232.
- Brandes, E. A., K. Ikeda, G. Zhang, M. Schönhuber, et R. M. Rasmussen (2007). A statistical and physical description of hydrometeor distributions in Colorado snowstorms using a video disdrometer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 634-650.
- Burford, J.E. et R.E. Stewart, 1998: The sublimation of falling snow over the Mackenzie River Basin. *Atmospheric Research*, 49, 289-314.
- Fabry, F., et Zawadzki, I. (1995). Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(7), 838-851.
- Fargey, S., J. Hanesiak, R. Stewart, M. Wolde, 2013: Aircraft observations of orographic cloud and precipitation features over southern Baffin Island, Nunavut, Canada. *Atmosphere-Ocean*, 52 (1), 54-76.
- Flesch, T. K., et Reuter, G. W. (2012). WRF model simulation of two Alberta flooding events and the impact of topography. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2), 695-708.

Garrett, T. J., Fallgatter, C., Shkurko, K., et Howlett, D. (2012). Fall speed measurement and high-resolution multi-angle photography of hydrometeors in free fall. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(11), 2625-2633.

Garrett, T. J., Yuter, S. E., Fallgatter, C., Shkurko, K., Rhodes, S. R., et Endries, J. L. (2015). Orientations and aspect ratios of falling snow. *Geophysical Research Letters*, 42(11), 4617-4622.

Garvert, M. F., Smull, B., et Mass, C. (2007). Multiscale mountain waves influencing a major orographic precipitation event. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(3), 711-737.

Gibson, S. R., et Stewart, R. E. (2007). Observations of ice pellets during a winter storm. *Atmospheric Research*, 85(1), 64-76.

Glickman, T. S., Ed. (2000) Glossary of Meteorology. 2d ed. *American Meteorological Society*, 855 pp.

Harder, P., et Pomeroy, J. (2013). Estimating precipitation phase using a psychrometric energy balance method. *Hydrological Processes*, 27(13), 1901-1914.

Henson, W., R.E. Stewart et D. Hudak, 2011: Vertical reflectivity profiles of precipitation over Iqaluit, Nunavut during autumn 2007. *Atmospheric Research*, 99, 217-229.

Hudak, D., B. Currie, R.E. Stewart, P. Rodriguez, J. Burford, N. Bussieres et B. Kochtubajda, 2004: Weather systems occurring over Fort Simpson, Northwest Territories, Canada during three seasons of 1998/99. Part 1: cloud features. *Journal of Geophysical Research*, 109(D22), doi : 10.1029/2004JD004929

Ishizaka, M., Motoyoshi, H., Nakai, S., Shiina, T., Kumakura, T., et Muramoto, K.-i.: A New Method for Identifying the Main Type of Solid Hydrometeors Contributing to Snowfall from Measured Size-Fall Speed Relationship, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 91, 747-762.

Jiusto, J. E., et Weickmann, H. K. (1973). Types of snowfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 54(11), 1148-1162.

Klugmann, D., Heinsohn, K., & Kirtzel, H. J. (1996). A low cost 24 GHz FM-CW Doppler radar rain profiler. *Contributions to atmospheric physics*, 69(1), 247-253.

Kochtubajda, B., Stewart, R. E., Boodoo, S., Thériault, J. M., Li, Y., Liu, A., Mooney, C., Goodson, R., et Szeto, K. (2016). The June 2013 Alberta Catastrophic Flooding Event—Part 2: Fine-scale precipitation and associated features. *Hydrological Processes*. doi: 10.1002/hyp.10855.

Liu, A., Mooney, C., Szeto, K., Thériault, J. M., Kochtubajda, B., Stewart, R. E., Boodoo, S., Goodson, R., Li, Y., et Pomeroy, J. (2016). The June 2013 Alberta Catastrophic Flooding Event: Part 1—Climatological aspects and hydrometeorological features. *Hydrological Processes*. doi : 10.1002/hyp.10906

Locatelli, J. D., et Hobbs, P. V. (1974). Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *Journal of Geophysical Research*, 79(15), 2185-2197.

Löffler-Mang, M., et Joss, J. (2000). An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(2), 130-139.

Lumb, F. E. (1983). Sharp snow/rain contrasts—an explanation. *Weather*, 38(3), 71-73.

Maahn, M., et Kollias, P. (2012). Improved Micro Rain Radar snow measurements using Doppler spectra post-processing. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(11), 2661-2673.

Magono, C., et Chung, W. (1966). Meteorological classification of natural snow crystals. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics*, 2(4), 321-335.

Marshall, J. S., Langille, R. C., et Palmer, W. M. K. (1947). Measurement of rainfall by radar. *Journal of Meteorology*, 4(6), 186-192.

Matsuo, T., Sato, Y., et Sasyo, Y. (1981). Relationship Between Type of Precipitation on the Ground and Surface Meteorological Elements. *Meteorological Society of Japan*. 59, 462–476.

McGinn, S. M., et Shepherd, A. (2003). Impact of climate change scenarios on the agroclimate of the Canadian prairies. *Canadian journal of soil science*, 83(5), 623-630.

Milbrandt, J. A., Bélair, S., Faucher, M., Vallée, M., Carrera, M. L., & Glazer, A. (2016). The Pan-Canadian High Resolution (2.5 km) Deterministic Prediction System. *Weather and Forecasting*, 31(6), 1791-1816.

Milrad, S. M., Gyakum, J. R., et Atallah, E. H. (2015). A meteorological analysis of the 2013 Alberta Flood: Antecedent large-scale flow pattern and synoptic-dynamic characteristics. *Monthly Weather Review*, 143(7), 2817-2841.

Minder, J. R., Letcher, T. W., Campbell, L. S., Veals, P. G., et Steenburgh, W. J. (2015). The Evolution of Lake-Effect Convection during Landfall and Orographic Uplift as Observed by Profiling Radars. *Monthly Weather Review*, 143(11), 4422-4442.

Mott, R., Scipion, D., Schneebeli, M., Dawes, N., Berne, A., et Lehning, M. (2014). Orographic effects on snow deposition patterns in mountainous terrain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(3), 1419-1439.

Nakaya, U. (1954). Snow Crystal Natural and Artificial. *Harvard University Press Cambridge*, 510 pp.

Peel, M. C., Finlayson, B. L., et McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and earth system sciences discussions*, 4(2), 439-473.

Pomeroy, J. W., Fang, X., et Marks, D. G. (2016). The Cold Rain-on-Snow Event of June 2013 in the Canadian Rockies—Characteristics and Diagnosis. *Hydrological Processes*. doi: 10.1002/hyp.10905

Rasmussen, R. M., Vivekanandan, J., Cole, J., Myers, B., et Masters, C. (1999). The estimation of snowfall rate using visibility. *Journal of Applied Meteorology*, 38(10), 1542-1563.

Schneebeli, M., Dawes, N., Lehning, M., et Berne, A. (2013). High-resolution vertical profiles of X-band polarimetric radar observables during snowfall in the Swiss Alps. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(2), 378-394.

Stark, D., Colle, B. A., et Yuter, S. E. (2013). Observed microphysical evolution for two East Coast winter storms and the associated snow bands. *Monthly Weather Review*, 141(6), 2037-2057.

Steiner, M., Bousquet, O., Houze, R. A., Smull, B. F., et Mancini, M. (2003). Airflow within major Alpine river valleys under heavy rainfall. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(588), 411-431.

Stewart, R. E. (1985). Precipitation types in winter storms. *Pure and Applied Geophysics*, 123(4), 597-609.

Stewart, R. E., Marwitz, J. D., Pace, J. C., et Carbone, R. E. (1984). Characteristics through the melting layer of stratiform clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 41(22), 3227-3237.

Stewart, R. E. (1991). On the temperatures near and the motions of low-pressure centres in winter storms. *Atmospheric research*, 26(1), 33-54.

Stewart, R. E. (1992). Precipitation types in the transition region of winter storms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(3), 287-296.

Stewart, R. E., Bachand, D., Dunkley, R. R., Giles, A. C., Lawson, B., Legal, L., Miller, B.P., Parker, M.N., Paruk, B.J., et Yau, M. K. (1995). Winter storms over Canada. *Atmosphere-Ocean*, 33(2), 223-247.

Stewart, R. E., Burford, J. E., Hudak, D. R., Currie, B., Kochtubajda, B., Rodriguez, P., et Liu, J. (2004). Weather systems occurring over Fort Simpson, Northwest Territories, Canada, during three seasons of 1998–1999: 2. Precipitation features. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D22).

Stewart, R.E., J.E. Burford, D.R. Hudak, B. Currie, B. Kochtubajda, P. Rodriguez et J. Liu, 2004: Weather systems occurring over Fort Simpson, Northwest Territories, Canada during three seasons of 1998/99. Part 2: precipitation features. *Journal of Geophysical Research*, 109, D22109, doi: 10.1029/2004JD004929.

Stewart, R. E., Bonsal, B. R., Harder, P., Henson, W., & Kochtubajda, B. (2012). Cold and hot periods associated with dry conditions over the Canadian prairies. *Atmosphere-Ocean*, 50(3), 364-372.

Stewart, R. E., Thériault, J. M., et Henson, W. (2015). On the characteristics of and processes producing winter precipitation types near 0° C. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(4), 623-639.

Szeto, K., W. Henson, R. Stewart, et G. Gascon (2011). The catastrophic June 2002 prairie rainstorm: An extreme rain event that occurred during an extreme drought. *Atmosphere-Ocean*, 49, 380–395.

Szyrmer, W., et Zawadzki, I. (1999). Modeling of the melting layer. Part I: Dynamics and microphysics. *Journal of the atmospheric sciences*, 56(20), 3573–3592.

Thériault, J. M., R. E. Stewart, J. A. Milbrandt, et M. K. Yau, 2006: On the simulation of winter precipitation types. *Journal of Geophysical Research*, 111, D18202, doi:10.1029/2005JD006665

Thériault, J.M, et Stewart, R. (2007). On the effects of vertical air velocity on winter precipitation types. *Natural Hazards and Earth System Science*, 7(2), 231–242

Thériault, J. M., Rasmussen, R., Smith, T., Mo, R., Milbrandt, J. A., Brugman, M. M., Joe, P., Isaac, G. A., Mailhot, J. et Denis, B. (2012). A case study of processes impacting precipitation phase and intensity during the Vancouver 2010 Winter Olympics. *Weather and Forecasting*, 27(6), 1301–1325.

Thériault, J. M., Stewart, R. E., et Henson, W. (2012). Impacts of terminal velocity on the trajectory of winter precipitation types. *Atmospheric Research*, 116, 116–129.

Thériault, J. M., et Stewart, R. E. (2010). A parameterization of the microphysical processes forming many types of winter precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(5), 1492–1508.

Thériault, J. M., Rasmussen, K. L., Fisico, T., Stewart, R. E., Joe, P., Gultepe, I., Clément, M., et Isaac, G. A. (2014). Weather observations on Whistler Mountain during five storms. *Pure and Applied Geophysics*, 171(1-2), 129–155.

Tokay, A., Wolff, D. B., et Petersen, W. A. (2014). Evaluation of the new version of the laser-optical disdrometer, OTT Parsivel2. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(6), 1276–1288.

Wexler, R., Atlas, D., et Mason, B. J. (1956). Factors influencing radar-echo intensities in the melting layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 82(353), 349–351.

Whiteman, C. D. (2000). Mountain meteorology: fundamentals and applications. *Oxford University Press*.

Yuter, S. E., Kingsmill, D. E., Nance, L. B., et Löffler-Mang, M. (2006). Observations of precipitation size and fall speed characteristics within coexisting rain and wet snow. *Journal of applied meteorology and climatology*, 45(10), 1450-1464.

Yuter, S. E., Stark, D. A., Bryant, M. T., Colle, B. A., Perry, L. B., Blaes, J., Wolfe, J., et Peters, G. (2008). Forecasting and characterization of mixed precipitation events using the MicroRainRadar. In *5th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Helsinki, Finland*.

Zängl, G. (2007). Reversed flow in the south-Alpine Toce Valley during MAP-IOP 8: Further analysis of latent cooling effects. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(628), 1717-1729.